Dr. Walther Sauer

GEOLOGIA DEL ECUADOR

GEOLOGIA DEL ECUADOR

Dr.
Walther Sauer

GEOLOGIA DEL ECUADOR

PRIMERA
EDICION CASTELLANA

QUITO - ECUADOR
1965

QUITO-ECUADOR
1965

Editorial del Ministerio de Educación

Dr. WALTHER SAUER

Geología del Ecuador

PRIMERA EDICIÓN CASTELLANA

Talleres Gráficos del Ministerio de Educación

QUITO-ECUADOR

La edición castellana de esta
obra ha estado a cargo del
señor José Ignacio Burbano



Geología del Ecuador

ÍNDICE GENERAL

Ilustraciones y tablas

A. INTRODUCCIÓN

La primera descripción geológica del Ecuador remonta al año de 1892, en que Teodoro Wolf publicó su libro intitulado “Geología del Ecuador”, reuniendo los resultados de los numerosos trabajos científicos que había realizado en el país durante varios decenios. Su excelente mapa geográfico a escala 1:445000 no tuvo rival hasta que, en los últimos tiempos, el Instituto Geográfico Militar editó un nuevo mapa más amplio y exacto. Las investigaciones geológicas, petrográficas y mineralógicas, que ocupan una parte considerable del libro, proporcionaron hasta hace unos treinta años, el conocimiento de las condiciones de este país.

Al mismo tiempo que Wolf, los geólogos alemanes W. Reiss y A. Stübel exploraron la parte volcánica septentrional de la Sierra ecuatoriana, durante un viaje científico de cuatro años (1870-1874) por la América del Sur. Otros geólogos que han publicado sus estudios de ciertas partes del país o han incluido en sus publicaciones noticias referentes a la geología ecuatoriana, están enumerados en el índice bibliográfico.

Para la elaboración de la presente obra han servido como fuentes principales los trabajos geológicos más modernos, que son, en primer lugar, los resultados de las detenidas exploraciones ejecutadas por las compañías mineras y petroleras, en la medida que han estado al alcance del público, y mis propios trabajos, realizados durante los años 1935-1950 y 1955-1956, en mis funciones de profesor de geología de la Universidad Central y de la Escuela Politécnica Nacional. Dos veces he tenido el honor de poner mis labores al servicio del Ecuador, desde cuando en 1935 el excmo. Presidente Constitucional de la República, Dr. Velasco Ibarra me invitó a dedicarme al estudio y enseñanza geológica en beneficio del país.

Aunque el libro presente constituya un adelanto en el perfeccionamiento de la descripción geológica del Ecuador, el futuro tiene que agregar los nuevos conocimientos necesarios para dilucidar muchos problemas muy complejos para los cuales hasta hoy se han encontrado sólo soluciones provisionales. Por la inaccesibilidad de extensas regiones y la falta de tiempo y medios que posibiliten estudios detallados, las relaciones entre los fenómenos geológicos, estratigráficos, y los de la tectónica, no han sido, en muchos casos, claramente descubiertas. De este modo, en algunas partes del país, había que sustituirlas con deducciones respecto a las presumibles condiciones geológicas.

B. GENERALIDADES GEOLÓGICAS, OROGRÁFICAS y GEOMORFOLÓGICAS

1. Eras orogénicas

El territorio ecuatoriano comprende regiones que ofrecen contribuciones sumamente interesantes a la solución de los problemas geológico-tectónicos del sistema andino. Por ejemplo, se trata del Sur ecuatoriano, donde las cordilleras cambian de modo llamativo sus direcciones. En su libro "Der geologische Bau der südamerikanischen Kordillere" (La estructura geológica de la Cordillera Sudamericana, Lit. N° 22) H. Gerth considera esta región austral del Ecuador como una de las bisagras o articulaciones principales de la Cordillera y la señala entre las zonas más interesantes de todos los Andes. Por eso parece útil, traspasando el margen de la descripción local, demostrar las relaciones de la geología ecuatoriana con los acaecimientos geohistóricos del entero continente sudamericano, tanto más cuanto que la Geología no sólo es una ciencia analítica que explora la composición, realidad y estructura de los materiales de la corteza terrestre, sino también una ciencia histórica que debe reproducir la evolución de la Tierra – en nuestro caso, de la corteza terrestre – sintetizando los distintos resultados obtenidos por la exploración.

La Tierra, como toda la materia del Universo físico, está en movimiento y transformación permanente. Como planeta, se mueve en toda su órbita alrededor del sol girando en torno de su eje y aún más, en su cuerpo mismo marca el pulso del movimiento incesante y origina procesos, cuyas repercusiones pueden ser observadas en sus zonas superficiales. Empero, el ritmo de las pulsaciones es, generalmente, tan lento que su transcurso no se deja medir por las unidades de tiempo acostumbradas; se necesita aplicar unidades geológicas extraordinarias, de millones de años. En cambio, ciertos procesos se desenvuelven con relativa rapidez como los terremotos, erupciones volcánicas, fenómenos de erosión y sedimentación. Los levantamientos y hundimientos continentales, en tanto son perceptibles en costas planas, por la regresión y transgresión del mar, se realizan en lapsos mucho más largos.

Sin embargo, todos estos movimientos que se suceden con relativa rapidez ante nuestros ojos, producen transformaciones sólo minimales de la corteza terrestre, de modo que la gran masa de la Tierra se presenta como cuerpo aparentemente inerte, inalterable y estable, aunque su superficie muestre un modelado ricamente diferenciado y a la vez muy variable, si tomamos en cuenta que los movimientos de larga duración ejercen efectos de intensidades incalculablemente mayores.

Al explorador se presenta la corteza terrestre, por decirlo así, como un conjunto arquitectónico de estructura complicadísima, edificado, transformado y aumentado en muy diferentes épocas. El geólogo tiene que encargarse de la tarea de: 1) estudiar el material de construcción con respecto a su calidad, composición y edad; 2) determinar el estilo y la posición recíproca de las distintas partes del edificio, y 3) formarse una idea lo más correcta posible del estado y la extensión del conjunto, durante los distintos períodos de construcción, para reconstruir su evolución histórica. La paleontología, petrología, estratigrafía y el estudio de la tectónica contribuyen para lograr el fin de la exploración.

Las rocas sedimentarias, especialmente las de origen marino, contienen los restos fósiles de los organismos anteriores. La paleontología y la bioestratigrafía han determinado, debido a la evolución de los organismos que han dejado restos fósiles, el orden de la sucesión de estos, en el transcurso de los tiempos geológicos y, de este modo, se ha logrado establecer una cronología de las Formaciones y la subdivisión en eras, períodos, épocas y demás clasificaciones. Así, a los fósiles corresponde el significado de marcas cronológicas que posibilitan insertar en el orden de la cronología geológica las capas que los albergan y, consiguientemente, determinar la edad geológica de los estratos.

La edad absoluta de las Formaciones geológicas se ha calculado con mayor o menor exactitud, mediante los métodos físico-químicos; por ejemplo, por la determinación de la cantidad de plomo de radio o uranio, de los isótopos de ciertos elementos químicos (carbón 14, kalium 42, etc.) y otros métodos.

La exploración tiene que vencer dificultades especiales, cuando la estratificación de las capas ha sufrido perturbaciones y dislocaciones. En estos casos, ocurren en la tectónica problemas de muy variada complejidad, siendo los más complicados los causados por las grandes revoluciones de la corteza terrestre: así, sedimentos de origen submarino, horizontalmente depositados en el fondo del océano, afloran plegados o invertidos en las alturas de las cordilleras continentales, muchas veces completamente metamorfizados. Es la obra de la orogenia, que en el transcurso de la historia geológica repite cíclicamente sus acciones revolucionarias durante determinadas eras, que se llaman orogénicas (véase tabla N° 1) y que, ocupando posiciones bien definidas en la cronología geológica, muestran repercusiones simultáneas en muchas partes de la superficie terrestre. Como resultados orográficos se presentan las grandes cordilleras modernas de plegamiento además de las cordilleras más antiguas truncadas y reducidas a penillanuras (peneplains). Las gigantescas cadenas de montañas de los Andes, los Alpes, los Himalayas y otras igualmente famosas deben su origen a la última era orogénica que afectaba todo el mundo y fue llamada orogenia alpídica o neoídica, en nuestro caso neoandídica. Analógicamente las antiguas cordilleras truncadas se atribuyen a eras orogénicas anteriores, como son la varística o herciniana, la caledónica y la asíntica con sus respectivas subdivisiones, las así llamadas fases orogénicas (véase tabla N° 1).

Las cunas de las cordilleras de plegamiento son los geosinclinales, a saber, espacios alargados del fondo marino, de enorme extensión y de ancho relativamente reducido, en vía de hundimiento lento. Representan zonas débiles y a la vez móviles de la corteza terrestre, puestas entre masas o bloques rígidos de la misma. Se prolongan a lo largo de los antiguos escudos sólidos de los continentes y se llaman en este caso **ortogeosinclinales yuxtacontinentales** p.e. el ortogeosinclinal andídico yuxtapuesto al escudo brasilero, en contraposición a los **ortogeosinclinales intercontinentales,** o mediterráneos. Los **parageosinclinales,** empero, se forman por hundimiento de grandes zonas de un mismo escudo continental, como p.e. el parageosinclinal amazónico que es por eso intracontinental.

Las definiciones precedentes fueron establecidas por H. Stille en sus famosas obras, p.e. "Einführung in den Bau Americas", (Lit. N°78, Berlín, 1940), y "Die asyntische Tektonik im geologischen Erdbild", (Lit. N°81, Hannover, 1958).

A medida que, en la primera etapa del proceso orogénico, está hundiéndose el fondo del geosinclinal, se llena con sedimentos marinos. Las aguas continentales acarrean al geosinclinal los materiales detríticos que provienen de la acción destructiva de los agentes geológicos en la tierra firme. El geosinclinal tiende a comprimirse obedeciendo al empuje de fuerzas orogénicas horizontales que accionan desde ambos lados. Consiguientemente, su contenido queda expuesto a la compresión orogénica, y los estratos y demás Formaciones rocosas se pliegan y se superponen mutuamente. Por la reducción del espacio en el geosinclinal las masas amontonadas emergen poco a poco de la superficie del mar. Al fin la epirogenia impone al geosinclinal un decisivo movimiento vertical hacia arriba y transforma todo el complejo plegado en una cordillera continental. Pero ya durante las últimas fases orogénicas y, aún más, por el alzamiento epirogénico, la erosión y denudación entran en acción fuerte y dan a la cordillera en vía de emerger del geosinclinal, un variadísimo modelado superficial que, no obstante, el admirable aspecto de las grandiosas montañas, significa ya un grado avanzado de su destrucción. Durante los períodos siguientes se efectúa su aplanamiento, paso a paso, hasta que el truncamiento de la cordillera y su transfiguración en una penillanura quedan perfectas.

Tales regiones de la corteza terrestre se encuentran, sea en estado todavía plegable, a saber, en estado casi-cratónico, que pueden convertirse – entera o parcialmente- en geosinclinales regenerados, sea en estado cratónico completamente rígido, no plegable. En el último caso los geosinclinales plegados quedan soldados al escudo continental como incrementos definitivos que forman un agrandamiento estable del continente.

La demolición de las cordilleras, por los agentes geológicos destructivos, suministra los materiales para la acumulación de sedimentos en el fondo de otros nuevos geosinclinales en su primer estado naciente como preparación de una nueva era orogénica; de este modo se siguen en la geohistoria los revolucionarios ciclos geosinclinal-orogénicos, uno a otro, (véase tabla N° 1) con intercalación de intervalos relativamente muy quietos, durante los cuales la epirogenia rige en la superficie terrestre: levantan y hunden paulatinamente extensas partes de los continentes en ritmos largos y tranquilos, como la respiración suave de la Tierra, después de los tiempos agitados de las orogenias; se efectúan transgresiones y regresiones de los mares en gran escala, que en muchos casos inundan amplias áreas de los continentes, que después de largas épocas geológicas, emergen nuevamente de las aguas oceánicas cubiertas de un manto de sedimentos marinos, sin que en estas regiones se hayan efectuado cambios tectónicos de consideración, en contraposición a la revolucionaria acción orogénica de los geosinclinales.

El territorio ecuatoriano exhibe los rasgos de diferentes eras orogénicas, sobre todo los de las eras andídica (alpídica) y varística (herciniana) del tipo ortogeosinclinal. Además, el gran parageosinclinal amazónico ha influido en la tectónica del Sur del país. En el litoral desempeña un papel especial el así llamado geosinclinal Bolívar (Lit. N° 70, Nygren, W.E. 1950). Que representa el sistema geosinclinal más moderno y mejor debería ser calificado de parageosinclinal, **como veremos más tarde**. La era caledónica parece no haber dejado vestigios en el lado occidental de la América del Sur. En cambio, la más antigua era asíntica ha suministrado vastas zonas casi-cratónicas a lo largo del lado occidental del continente (Véase el croquis N° 2), zonas que, por su mayor parte, durante la era varística, han sido regeneradas y transformadas de nuevo en el geosinclinal de que en el país nació la Cordillera Oriental, o Real, inclusive su arco suroccidental dirigido hacia la costa y constituido por las cordilleras de Tagüín, Larga y Amotape. Sólo regiones reducidas del Sureste del país albergan restos del plegamiento asíntico de que más al Sur se prolongan por la Cordillera Oriental del Perú.

En la tabla N° 1 están enumeradas las eras orogénicas. Se comprende que cada una se despliega en diferentes períodos geológicos. El croquis N° 3 demuestra las zonas del país que fueron afectadas por las distintas orogenias.

La formación de los geosinclinales y el desarrollo de las orogenias correspondientes constituyen, en la historia geológica, incidentes importantísimos.

Las terminaciones de las eras orogénicas coinciden cada vez con el fin de un período geológico. Al principio del período siguiente se manifiesta durante un espacio de tiempo de mayor o menor duración, un aumento considerable de áreas de tierra firme, hasta que de nuevo comienzan la formación de geosinclinales y las invasiones o transgresiones de los mares. Además, se ha observado con regularidad, que al finalizar las eras orogénicas, en zonas adecuadas, se han originado glaciaciones acentuadas cuyos vestigios se hacen perceptibles por los depósitos de morrenas y tilitos (morrenas consolidadas por diagénesis) y así, al fin del Terciario, del Pérmico, del Cámbrico, del Algonquiano y del Huroniano, siempre al fin de episodios de la conclusión de las eras orogénicas (Véase tabla N° 1).

Interés especial causa el hecho de que las eras orogénicas se suceden una a otra, separadas entre sí por intervalos cada vez más cortos y están dotadas de un número creciente de fases especiales. Hans Stille ha explicado este fenómeno en su publicación “Die asyntische Tektonik im geologischen Erdbild” (La tectónica asíntica en la representación geológica de la Tierra, lit. N° 81).

Falta todavía estudiar el siguiente problema: por qué las terminaciones de las orogenias coinciden con los incidentes de la geohistoria que se basan en los cambios determinantes de la fauna fósil. Probablemente estos cambios se habrían efectuado a consecuencia de la alteración fundamental de las condiciones de vida originadas en la transfiguración enorme de la superficie terrestre bajo la acción de las orogenias.

Con las orogenias está estrechamente conectado el funcionamento del magmatismo, a saber, del plutonismo y del volcanismo, que ambos toman parte, en gran escala, en la estructuración de la corteza terrestre (Lit. N° 78, Hans Stille, 1940), que descansa sobre el Sima, es decir sobre la materia básica fundida de la litósfera terrestre, materia generalmente en estado rígido a la que corresponden las rocas eruptivas básicas, por ejemplo, el basalto. La gigantesca artesa del geosinclinal en vía de hundimiento, se interna con su parte inferior en este magma básico, siempre a mayor profundidad a medida que sigue cargándose de los sedimentos acarreados del continente. A causa de la tensión a la cual la parte inferior del geosinclinal está expuesta, se abren grietas por las que el magma básico irrumpe desde abajo en el geosinclinal, introduciéndose por entre los estratos sedimentarios. Constituye de este modo el **magmatismo inicial** de la fase geosinclinal de la orogenia. Se caracteriza por las rocas volcánicas calcáreo-alcalinas de tipo básico (diabasas y meláfidos) y de tipo intermedio, raramente ácido (porfiritas y pórfidos cuarcíferos). Posteriormente, estas rocas afloran entre las series sedimentarias plegadas de las montañas como indicios seguros de la existencia anterior de un sistema geosinclinal.

Por el proceso de hundimiento y plegamiento del geosinclinal, unas partes inferiores de los pliegues llegan a tanta profundidad que bajo la influencia de una temperatura muy elevada, van a fundirse (palingénesis) transformándose en magma litógeno más o menos ácido, según la composición mineralógica de los sedimentos fundidos y muy parecido al magma primitivo del Sial, llamado hipógeno o siálico. Este magma palingénico penetra los estratos superpuestos en vía de plegarse, en acción magmática contemporánea a la orogenia misma, y por eso fue atribuido al **magmatismo sinorogénico,** que en primer lugar produce intrusiones plutónicas en forma de cuerpos gruesos de mayor extensión, preferentemente en los núcleos de los pliegues. Después de la denudación y erosión de las montañas, afloran como batolitos comúnmente grano-dioríticos. Muchas veces el magma palingénico entra en acción sólo hacia el fin de la orogenia constituyendo así el **magmatismo orogénico tardío** o **rezagado** (cerorogénico).

Cuando los complejos plegados se han consolidado por su mayor parte, acaban de convertirse en estado casi cratónico, que todavía permite desarrollar en gran escala el magmatismo subsecuente y, preferentemente, en forma de volcanismo subsecuente o subsiguiente a la orogenia. Las montañas en vía de levantarse, por acción de la epirogenia, se rompen en grandes bloques a lo largo de prolongadas grietas, porque la medida del movimiento vertical de levantamiento no es igual en toda la extensión del macizo alzado. El magma es expulsado por las grietas a la superficie, donde se derrama formando extensos mantos lávicos de las características dacitas y andesitas de tipos ácido e intermedio, respectivamente. Asemejan químicamente a las granodioritas sinorogénicas, es decir que dimanan del mismo magma palingénico.

Poco a poco la actividad magmática se restringe a las erupciones de lava por canales aislados que se agrupan a lo largo de las grietas cerradas y dan lugar a la constitución de los cerros volcánicos de diferentes formas.

Al fin, ya en las regiones cratónicas de consolidación avanzada, se manifiesta el **magmatismo final.** Irrumpen por canales singulares lavas basálticas de tipo alcalino o atlántico. Su campo de operación se ha trasladado hacia la zona marginal del sistema geosinclinal o del antiguo escudo continental mismo (Escudo Brasilero). Como ejemplo puede ser nominado el Sumaco, al Este de la Cordillera Real.

2. Rasgos orogénicos y geomorfológicos.

La transición de la era geológica secundaria a la terciaria del Mesozoico al Neozoico (Cenozoico), marca el período de reavivamiento de intensas fuerzas orogénicas que accionado al mismo tiempo en diferentes zonas de la superficie terrestre ha creado las conocidas cordilleras altas de gran extensión longitudinal.

Como elemento dominante en la orografía de la América del Sur, se ha estructurado la muralla gigantesca de los Andes, que acompaña la costa occidental del continente, a partir de su extremo norte, hasta su terminación meridional, en forma de una faja de tierra nueva, arrimada sólidamente al antiguo borde continental.

En el territorio ecuatoriano ha quedado una zona costera de anchura variable entre el Océano Pacífico y los Andes, más o menos plana y baja, circunscrita en parte por elevaciones montañosas. Se prolonga también hacia el Norte y Sur, y debe su aparición a procesos tectónicos singulares.

En cambio, al pie oriental de los Andes se extienden las planicies de los vastos sistemas fluviales que desaguan el continente hacia el Océano Atlántico. Por tanto, el Ecuador ocupa regiones de tres elementos geográficos entre sí muy distintos, a los que corresponde una división natural en tres secciones que son:

a) La zona costera occidental, en su mayor parte plana u ondulada, caracterizada por diversas cordilleras secundarias de menor altitud, zona que se llama El Litoral.
b) La parte media, alargada entre altas montañas, que comprende una sección de los Andes y por esto ha recibido la denominación general de La Sierra.
c) La región oriental, baja y, a excepción de las cordilleras subandinas, plana, representa una sección de la Cuenca Amazónica, región que en general se llama El Oriente.

Las comarcas inmediatamente contiguas a la base oriental de la Sierra, dotadas de sus cordilleras particulares, constituyen la zona subandina en la que va extinguiéndose la influencia orogénica del geosinclinal andino.

Por la existencia de rasgos geológicos que caracterizan a cada una de las tres secciones, se aplica la igual repartición en tres zonas geológicas entre si diferentes: El Litoral, La Sierra y El Oriente.

a) El Litoral

En el aspecto orográfico general de esta zona, llaman la atención las pequeñas cordilleras y serranías, de formación interesante, porque siguen los bordes de la costa o ciñen las depresiones del Litoral, reflejando líneas tectónicas del subsuelo.

Aproximadamente, a partir de la mitad de la Cordillera Occidental o sea desde el entrante cerca de Bucay, se separa un ramal arqueado hacia el Oeste, al principio hundido en la depresión de los ríos Milagro, Yaguachi y Guayas, y sólo señalado por el cerro de Samborondón y las colinas de Durán. Tiene su continuación en las cadenas de las cordilleras bajas de Chongón y Colonche las que acercándose a la costa viran hacia el NO, N y NE y siguen prolongándose, por elevaciones bien pronunciadas, a lo largo de la costa en dirección NNE. para formar unas serranías como las de Jama y Coaque. Al fin, retrocediendo hacia el NE, se unen con la estribación de la Cordillera de Toisán, que va al encuentro de ellas y forma un ramal de la Cordillera Occidental largamente extendido en dirección O, SO.

Por las elevaciones mencionadas está circunscrita la parte tectónicamente muy significativa del Litoral. Representa una especie de plataforma al pie de la Cordillera Occidental. Ante todo, se distingue por su resistencia a las presiones orogénicas, circunstancia que causó el alzamiento de las bajas cordilleras que circunciñen la plataforma. En primer lugar, las cordilleras de Chongón y Colonche se elevaron, superpuestas por presión orogénicas sobre los bordes de la rígida plataforma.

Saliendo también de la región de Bucay, se desprende de la Cordillera Occidental otro arco hacia el Oeste, en su mayor parte hundido en la depresión ya mencionada entre los ríos Yaguachi y Naranjal, pero bien reconocible por las montañas de Boliche, Taura, y Masvale, que emergen de la llanura. Su extremo occidental está marcado por la elevación de Punta Arena en la orilla derecha del río Guayas.

Entre las montañas del Litoral y el pie occidental de los Andes, se abre la depresión ancha y plana de la extensa cuenca hidrográfica de los ríos Daule, Vinces-Quevedo y Zapotal-Babahoyo, los cuales a su vez forman el río Guayas, único río grande de la costa occidental de Sudamérica. Hacia el Norte, la depresión se desagua por los sistemas fluviales de los ríos Esmeraldas y Santiago y sus afluentes: el Quinindé, Blanco y Guayllabamba, y Santiago y Cayapas, respectivamente.

En dirección Sur, la misma depresión se estrecha fuertemente prolongándose por el estuario y delta del río Guayas la Isla Puná y la costera faja angosta, entre Naranjal, Machala y Túmbez. Es interesante conocer que la depresión forma parte, en toda su extensión, del así llamado geosinclinal Bolívar (Lit. N° 70), que en Colombia muestra su desarrollo característico en la vertiente occidental de la Cordillera Occidental; el geosinclinal se manifiesta allá por el valle del río Atrato, en forma de una depresión llana y alargada en dirección paralela a la costa; a partir del cabo Corrientes desaparece hacia el Sur en la profundidad del mar. La Isla Gorgona puede ser considerada como testigo del flanco hundido del sinclinal que nuevamente está marcado por ambos flancos en el Litoral del Ecuador y termina en las llanuras costeras del NO del Perú. Por sus características, la depresión debe ser tenida mejor por un parageosinclinal como veremos **más tarde.**

El margen norte del Golfo de Guayaquil está acentuado por el filo de las sierras de Chanduy y Estancia, desarrollado en dirección NO-SE marcando a la vez el rumbo de la línea costera. En cambio, las cadenas y crestas de la Cordillera Occidental misma, al sur del río Naranjal, toman dirección hacia el SO y estrechan la faja plana de la costa a una anchura de sólo veinte a treinta kilómetros. Los rumbos de los dos bordes del Golfo, es decir, NO-SE y NE-SO, corresponden a las direcciones de las sierras y cordilleras tierra adentro; o, mejor dicho, las costas del golfo se han formado bajo la influencia de estos elementos morfológicos que por su parte manifiestan estructuras tectónicas de la corteza terrestre. El mismo fenómeno podemos observar en muchas otras partes y nos sirve de indicador de rasgos estructurales del subsuelo.

También en la parte septentrional de la Costa, se demuestra la influencia de los rumbos de las serranías en la configuración de la línea costera, que regularmente corre en dirección paralela a las sierras. En ciertos casos, otros elementos estructurales, como las fallas principales, influyen en la forma del borde oceánico. Prescindiendo de las sierras y cordilleras, las comarcas del Litoral son planas, onduladas o ligeramente accidentadas.

Hay que mencionar otros rasgos morfológicos que se destacan en la Península de Santa Elena y en las provincias de Manabí y de El Oro; son las mesetas costeras completamente llanas, que se llaman “tablazos”, situados en dos o tres niveles altitudinales. Se elevan a veinte o treinta metros y hasta cien metros y más sobre el nivel del mar, mostrando varias diferencias de altitud entre sí. Indican que en estos lugares de la costa el continente surgió del mar, levantándose en correspondientes etapas del período cuaternario, y dejando al descubierto el antiguo fondo marino.

b) La Sierra, inclusive el sistema montañoso intra-andino austral.

Se alzan los Andes bruscamente, como murallas gigantescas a alturas de 4000 metros y más por encima de las llanuras bajas del Litoral y del Oriente. A sus cadenas se superponen los volcanes apagados y activos, elevándose hasta las regiones de la nieve perpetua. De los primeros, el Chimborazo, con su altura de 6310 metros, es el más grandioso.

La separación en diferentes cordilleras parciales y cadenas longitudinales, y la formación de depresiones interandinas a la manera de hundimientos rupturales de un “Graben” entres dos “Horstes”, (1)[1] son características que se exhiben en la extensión total de la Sierra, variando de un lugar a otro en mayor o menor grado.

(1) Graben = fosa o depresión; Horstes = eminencia, peñasco

Teodoro Wolf, primer maestro de la Geografía y Geología del Ecuador, utilizó, en su obra, en vez de la denominación de Cordillera Oriental, el nombre de Cordillera Real, más apropiado en muchos sentidos, para facilitar la comprensión de la descripción geológica. Geológicamente visto, es preferible la designación de Cordillera Real a la de Oriental, puesto que forma la estructura fundamental de la Sierra. En Colombia su prolongación se llama Cordillera Central, nombre que corresponde, de manera aceptable, al concepto de "Real". Además, tenemos en las cordilleras subandinas del Oriente, representantes de una cordillera oriental, la llamada 3ra cordillera, aunque en forma insuficientemente desarrollada.

De consiguiente, se usará, en primer lugar, la expresión de Cordillera Real; sólo en el extremo Sur se aplicará la denominación de Oriental para una sección local de la cordillera de Zamora, inmediatamente al Este de la hoya de Loja.

También R. Hoffstetter en su Léxico Estratigráfico Internacional, sección del Ecuador (Lit. N° 26), ha usado exclusivamente la designación de Cordillera Real, en vez de Oriental, siguiendo el general uso internacional.

En la parte septentrional del Ecuador se distinguen claramente dos cordilleras paralelas: la Occidental y la Real (Oriental), separadas una de la otra por la depresión interandina, el Callejón o altiplano interandino, el cual, a su vez, se presenta subdividido en varias hoyas alargadas a causa de umbrales transversales llamados "nudos", por su semejanza por los nudos de la caña de bambú abierta.

En general, los Andes constituyen la divisoria de aguas entre los dos grandes océanos. La zona interandina está drenada alternativamente hacia el Oeste y el Este, por los cañones cortados a través de las Cordilleras Occidental y Real, respectivamente.

La pequeña Hoya de Ibarra, en el norte del país, tiene la salida al Oeste por el valle transversal del río Mira; más al Sur, el río Guayllabamba desagua la Hoya de Quito, igualmente al Océano Pacífico; en tanto que las hoyas siguientes de Latacunga-Ambato y Riobamba, que se unen por los ríos Cutuche-Patate y Cebadas-Chambo, mandan sus aguas al Océano Atlántico por la brecha grande transversal que el río Pastaza ha excavado a través de la Cordillera Real (Oriental), uniendo los caudales de los ríos mencionados. Otro valle transversal da salida, hacia el Oeste, a la cuenca hidrográfica de los ríos Alausí y Zula que forman el río Chanchán. La hoya del Cañar se desagua por el río del mismo nombre, mientras la extensa hoya de Azogues-Cuenca, con la hoya lateral de Gualaceo-Sigsig confluyen al río Paute, que, rompiendo la Cordillera Real, entra en la depresión de los ríos Upano y Namangoza, la cual separa la cordillera subandina de Cutucú de la Cordillera Real.

El geógrafo ecuatoriano Luciano Andrade Marín, por primera vez ha indicado la existencia de una tercera cordillera, separada aparentemente del cuerpo principal de la Cordillera Real por una depresión longitudinal. La llamó Sacha Llanganati. Evidentemente ha tenido la intención de expresar con esta denominación que no es una sierra independiente, sino una cadena apartada de los Llanganates que forman parte, en esta zona, de la Cordillera Real. El hecho es que la tercera cordillera está integrada por el Cerro Abitagua y su prolongación septentrional. La depresión mencionada pertenece a los anchos valles del río Topo (curso inferior) y del río Bosquetti. Hacia el Norte sigue, aproximadamente, marcada por los valles Jatunyacu (curso inferior), Cosanga y Quijos, formando un surco longitudinal de la Cordillera Real, el cual separa, con mayor o menor evidencia, las cordilleras parciales de Pallurcu, de Guacamayo y el cerro Pan de Azúcar. Los geólogos de la Shell Co. la denominaron depresión de Topo-Quijos, correspondiente a los nombres de los ríos en sus extremos Sur y Norte y hoy nadie duda de su importancia como elemento tectónico.

En el Sur del país se desarrollan los valles de modo singular, a causa de las complejas condiciones tectónicas en la cercanía del eje amazónico.

El río Jubones desemboca con dirección occidental en el Pacífico, después de haber reunido en su curso superior las aguas de los ríos Rircay y León. Los ríos Puyango y Catamayo toman dirección O-SO para llevar también sus aguas al Océano Pacífico. En cambio, el río Mayo-Chinchipe, de curso meridional, se une con el río Marañón. La pequeña hoya de Loja está drenada por el río Zamora que ha erosionado su lecho a través de la Cordillera Oriental y recibe al río Nangaritza en la extensa depresión desarrollada de Sur a Norte, la cual ha desmembrado la cordillera subandina del Cóndor de la Cordillera Oriental o de Zamora.

A partir de la frontera Norte, la dirección de las cordilleras es NE-SO hasta la línea ecuatorial donde cambian el rumbo a NS, manteniendo hasta el estrechamiento de la Sierra entre Bucay y Macas. Al Sur del amplio nudo del Azuay vuelven a curvarse hacia el SO de un modo muy significativo.

Mientras la zona de Azogues-Cuenca aún exhibe claramente las dos cordilleras con dirección pronunciada NE-SO, las montañas, al SE de la cordillera del Cordoncillo (nombre local de la Cordillera Real) se desarrollan con rumbo y rasgos tectónicos acentuados de N-S y comprenden el prolongado macizo de la cordillera de Zamora. Esta última, de la que se diferencian las montañas de la Cordillera Real, arqueadas hacia el SO, se caracteriza por sus rumbos morfológicos estrictamente meridionales. La cordillera de Zamora tiene, hacia el Occidente, su limitación aproximada en la línea divisoria interprovincial, entre las provincias Zamora Chinchipe y las de Loja y del Azuay.

A pesar de que al Oeste de Saraguro el nudo Guagrauma con el cerro Fierro-urcu (3787m) ocultan las condiciones estructurales, la Cordillera Real, evidentemente, sigue su dirección SO arqueando a OSO para prolongarse por las cordilleras de Tagüín y Larga, que a su vez terminan en la cordillera de Amotape.

La comprensión de lo anteriormente dicho ayuda mucho al estudio del mapa geológico y del croquis tectónico añadidos, que presentan con claridad las condiciones tectónicas en cuanto se reflejan en el relieve morfológico.

Flanqueadas por la Cordillera de Zamora, el nudo de Sabanilla y la cordillera de Portachuelo, en el lado oriental, y por las cordilleras de Tagüín y Larga, en el lado occidental, se extienden filas montañosas y serranías alargadas, entre sí pseudoparalelas y separadas por los valles de los ríos y forman el complejo amplísimo de una montaña intra-andina. Sus rumbos se adaptan a las direcciones de las cordilleras que constituyen el marco en ambos lados. De este modo, tienden los rumbos en su parte occidental mejor a la dirección ENE y en la zona oriental a la de NNE a SSO. Las montañas no se elevan a alturas muy por encima de 2000 metros, excepto en casos aislados. Llamamos a esta zona cordillerana el Sistema Montañoso Intra-andino del Sur.

El eje de la cuenca del río Amazonas está considerado, geológicamente como el eje del parageosinclinal amazónico con su dirección E-O y sigue aproximadamente el quinto grado de latitud Sur. Coincide a grandes rasgos con el curso general del Amazonas desde su desembocadura hasta el famoso Pongo de Manseriche en el río Marañón, y se prolonga, hacia el Oeste, hasta el vértice del ángulo saliente del continente en la Punta Pariñas. Al Sur de esta línea se repiten las formas morfológicas y las estructuras tectónicas del subsuelo en posición simétrica al eje amazónico.

La Cordillera Occidental termina por el Sur en la cordillera local de Mullepungo, al lado Norte del profundo cañón del río Jubones. Al Sur del mismo río se levanta la Cordillera de Chilla, que, en su mayor parte, se cubre superficialmente de rocas volcánicas mesozoicas y cenozoicas y, de consiguiente, disimula la unión del ramal (desviado) de la Cordillera Real hacia la costa, con la cordillera de Tagüín, que forma la prolongación suroccidental de la Real.

En el Norte de la Sierra la Cordillera Occidental se prolonga por la Cordillera Occidental colombiana; en cambio, la Cordillera Real sigue en Colombia bajo la denominación de la Cordillera Central. Al este de la última se alza la Cordillera Oriental de Colombia, cuya continuación austral aparece en el Oriente ecuatoriano representada sólo rudimentariamente por las cordilleras subandinas.

c) El Oriente

La Cordillera Oriental colombiana parece agregarse a la Central en la región de Pasto, de manera que se estrecha la depresión entre ambas cordilleras. Sin embargo, la Oriental colombiana toma, geológicamente, su continuación hacia el Sur en el Ecuador por las elevaciones subandinas, o de la tercera cordillera, formada por el así llamado alzamiento de Napo-Galeras (entre los ríos Aguarico y Napo), el reducido anticlinal de El Mirador cerca de Puyo, la cordillera de Cutucú y, más al Sur, la Cordillera Central del Perú. De la cadena accesoria oriental de la cordillera de Cutucú sale hacia el Sur una ramificación entre los ríos Santiago y Morona, la que el río Marañón corta perpendicularmente por el cañón del Pongo de Manseriche, y se liga en dirección SE con las Formaciones cretácicas de la Cordillera Oriental peruana.

Inmediatamente al pie de la Cordillera Real se despliega la región subandina, todavía dotada de las elevaciones y cordilleras bajas antes enumeradas. Hacia el Este se extiende la llanura amazónica y desciende de altitudes de 1000-500 metros a niveles de 300 metros poco más o menos a lo largo del meridiano 76.5 (longitud occidental). Más allá la planicie va cayendo imperceptiblemente hacia el Océano Atlántico.

Echemos otra ojeada a la zona subandina. Supuesto que seguimos de Norte a Sur la línea determinada por las extremidades orientales de las cordilleras subandinas, vemos que se encuentra en la latitud de Ambato un seno o ángulo entrante, cuyo vértice está marcado por la boca del cañón del río Pastaza. En este ángulo el gran río ha vertido un ancho y tendido cono de deyección semicircular, muy poco elevado, en forma de un grandioso abanico abierto, con su centro en el sitio donde sale el río de la cordillera cerca del pueblo de Mera. Su radio abarca más de cien kilómetros. Los ríos Napo y Anzu bordean su lado septentrional y el mismo Pastaza constituye el brazo meridional. Desde el vértice del abanico corren los ríos en divergencia como los radios del semicírculo hacia su periferia. Sedimentación y erosión, alternativamente, han originado extensas mesas planas en diferentes niveles, compuestas de las enormes cantidades de materias pétreas que han sido arrastradas por el río Pastaza, pasando por el profundo corte que las potentes aguas del río estuvieron erosionando, desde fines del Terciario, a través de la Cordillera Real.

El río Pastaza desagua las dos grandes hoyas interandinas: la de Latacunga-Ambato y, la de Riobamba, que, a partir del nudo de Tiopullo en el Norte, se extienden, en una longitud de 150 kilómetros, hasta la cuenca hidrográfica del río Cebadas en el Sur. El fondo de las hoyas ha sido rellenado por acumulaciones muy potentes de masas flojas y compactas, provenientes de las erupciones volcánicas del fin del Terciario y del Cuaternario. Los ríos de las hoyas, en primer lugar, el Patate y el Chambo, han desmontado ya gran parte del relleno y lo han conducido al río Pastaza, que lo depositó junto con las masas detríticas de la acción erosiva del mismo río, en el ya descrito extenso abanico de deyección, al pie de la Cordillera Real.

C. ESTRATIGRAFÍA

La distribución general de los afloramientos de las diversas formaciones geológicas está señalada en el Mapa Geológico del Ecuador (Lit. Nrs. 103 y 157, W. Sauer, 1957 y 1950). Indicaciones especiales acerca de los alrededores de Quito se encuentran en el "Levantamiento geológico de la región de Quito" (Lit. N° 94, W. Sauer y A. Estrada, 1940 y No. 95, W. Sauer, 1943).

El mapa geológico demuestra que la parte geológica más diferenciada se pone de manifiesto en la Sierra. Es la zona que ha surgido del último geosinclinal por plegamiento y ha sido levantado a mayores alturas durante el Pleistoceno. Entre el cratón alto del "escudo brasilero" se habían comprimido los enormes paquetes de sedimentos depositados durante diferentes épocas en las depresiones profundas del mar. De este modo, los estratos se plegaron y amontonaron gigantescamente, entremezclándose con intrusiones plutónicas y los productos del volcanismo correspondientes, para por último emerger del océano. A pesar de la erosión subsiguiente, el levantamiento perduró hasta formar la muralla andina de nuestros días. Estos fenómenos explican la complejidad de la tectónica y del magmatismo de la Sierra y la gran variedad de afloramientos de muy diferentes especies pétreas, que forman los terrenos de las cordilleras andinas.

Sin embargo, en las zonas fuera del plegamiento principal, es decir fuera de la Sierra, los efectos de la orogenia, como también los movimientos de levantamiento epirogénico, se exhiben considerablemente, pero en grado mucho más reducido, razón por la que se manifiesta una cierta monotonía de afloramientos rocosos por extensas superficies. Por eso, el Litoral y el Oriente ofrecen en el mapa geológico un aspecto relativamente sencillo. Las cordilleras subandinas, al pie de la Cordillera Real, reflejan, por la simplicidad de su estructuración, la extinción gradual de las fuerzas orogénicas al Este de los Andes ecuatorianos.

El estudio de la estratigrafía, además de la tectónica, de las regiones de las altas montañas está grandemente dificultada por impedimentos que en las zonas bajas faltan, o molestan mucho menos. Es, en primer lugar, que la continuidad y la secuencia de las capas está perturbada o completamente interrumpida por el plegamiento, o la dislocación, y ruptura de los estratos. Sobre eso, el carácter petrográfico de las rocas, en muchos lugares, ha cambiado por los efectos del metamorfismo, como consecuencia de las acciones orogénicas o magmáticas. El enredo de las estructuras puede alcanzar un grado tal que su desembrollo exige amplísimos estudios especiales de larga duración, cuya realización hasta la actualidad, en ciertos lugares, no ha sido satisfactoria. Por eso se comprende que las investigaciones en el Litoral y también en el Oriente hayan suministrado cuadros estratigráficos bien completos de las Formaciones que afloran allá, resultados que han sido comprobados y completados por las perforaciones que las compañías petroleras han ejecutado.

En cuanto a los periodos geológicos, (véase tabla N° 2) está comprobado con seguridad, la existencia de Formaciones del Carbonífero, Jurásico, Cretáceo, Terciario y Cuaternario. Los períodos antiguos del Algonquiano, Cámbrico, Silúrico y Devónico pueden tener, por lo menos en parte, sus representantes entre las series del as antiguas rocas metamórficas como ha sido demostrado en los países vecinos. Un día, formaciones del Pérmico y, sin duda, del Triásico se descubrirán también en el Ecuador. Es de suponer que los depósitos Triásico se extienden a partir del NO del Perú, donde se los conoce en propagación amplia, también por el Sur del Ecuador en la zona de los ríos Macará y Calvas.

I. El Paleozoico (¿en parte precámbrico?)

Las rocas metamórficas y semimetamórficas

1) Los esquistos cristalinos (rocas metamórficas)

Las rocas transformadas por la metamorfosis regional constituyen la formación de los esquistos cristalinos (pizarras cristalinas). Afloran en la Cordillera Real y en la ramificación que en la región de Saraguro y Loja se desvía de la Cordillera Real y vira al SO para formar, en la cercanía de la Costa, en la Provincia de El Oro, las cordilleras de Tagüín y Alamor, con su prolongación constituida por las cordilleras Larga y Amotape; como cualquier clase de roca les ha dado origen, son variadísimos los miembros de esta Formación. Se distinguen los siguientes tipos: gneis (orto y paragneis), migmatita, granito presionado, muchas variedades de esquistos micáceos, cloríticos, actinolíticos, talcosos, etc., anfibolitas y ofiolitos presionados y serpentinizados, mármoles, pizarras grafíticas, filitas, cuarcitas y esquistos conglomeráticos. Todos representan los derivados de rocas eruptivas (ígneas), ácidas hasta básicas, y, en su mayor parte, de rocas sedimentarias, pelíticas, psamíticas y psefíticas, además de sedimentos de origen orgánico (vegetales o animales), calcáreos y margosos. Los ortogneis corresponden a granitos y granodioritas diferentes de los últimos por su estructura y textura característica, mientras los paragneis se han originado de la metamorfosis de las rocas sedimentarias, y las migmatitas representan sedimentos gneisificados e inyectados por el magma granítico. Las anfibolitas y esquistos hornbléndicos y ofiolíticos se derivan, unas veces, de rocas eruptivas intermedias y básicas (p.e. porfiritas y diabasas) o como serpentinitas, de rocas ultrabásicas, y otras veces, de sedimentos margosos. La serie variada de los demás esquistos cristalinos puede provenir de rocas sedimentarias muy heterogéneas: los micaesquistos y filitas, de rocas arcillosas; los mármoles, de calizas; la pizarra grafítica, de sedimentos carboníferos; las cuarcitas, de areniscas cuarzosas; y los esquistos conglomeráticos, de conglomerados. El grado de la transformación depende, en primer lugar, de la fuerza y dirección de la presión, que han sufrido las rocas y de la profundidad en la cual se han encontrado durante su metamorfosis, y, lo que es muy importante, no depende de su edad geológica, aunque los antiguos escudos continentales (cratones altos) integrados por esquistos cristalinos, sean Formaciones primitivas p.e. precámbricas. Al contrario, se encuentran también en los núcleos de las cordilleras terciarias de plegamiento. Por eso el grado de transformación de las rocas metamorfizadas no puede suministrar la medida de su edad.

La ausencia de fósiles en las series cristalinas dificulta la determinación de su edad geológica, la que sólo puede ser fijada en los casos en que sea conocida su relación con capas de edad ya cierta.

Sabemos que la materia prima de los esquistos cristalinos de la Cordillera Real es más antigua que la de las capas conglomeráticas del Maastrichtiense (Cretáceo superior) de la Cordillera Occidental, porque las últimas contienen cantos rodados y guijarros de los esquistos cristalinos de la Cordillera Real. Por otra parte, H. Gerth (Lit. No 31, p. 151), describe el descubrimiento de pizarras graptolíticas de edad silúrica (ordovicium) entre las Formaciones metamorfizadas (esquistos cristalinos) de la Cordillera Central colombiana y menciona que el plegamiento y la metamorfosis de los fundamentos cristalinos de la misma cordillera debe haberse realizado antes de la sedimentación de las capas triásicas superpuestas, es decir, deben ser atribuidos a la era varística. Como los esquistos cristalinos de la Cordillera Real constituyen una prolongación austral de la Central colombiana, puede deducirse que fueron metamorfizados también por efectos de la orogenia varística, y por eso el origen tectónico de la Cordillera Real debe considerarse como varístico.

a) Distribución de las rocas metamórficas (esquistos cristalinos)

Las rocas metamórficas, a saber, los esquistos cristalinos, afloran bien variadas en casi todas las zonas de la Cordillera Real, y, en grado algo menor, en las Cordilleras Tagüín y Larga de la costa meridional. Diferencias del estado de metamorfosis se explican por el hecho de que las diferentes partes de las cordilleras se han levantado por movimientos epirogénicos verticales del Cuaternario en proporción desigual, de modo que, después de haber sido expuestas a la denudación y erosión, actualmente afloran al mismo nivel de superficie, rocas metamórficas de diferentes profundidades, y, por esta causa, de diferentes estados de transformación. Además, desempeñan un papel importante las diferencias de la presión a la que fueron sometidas durante el proceso de plegamiento.

En la región de Loja la cristalinidad de los esquistos cristalinos es relativamente escasa. En grandes extensiones se presentan esquistos semimetamórficos cuya transformación, a pesar de todo, ha adquirido un grado tal que no es posible reconocer restos fósiles de organismos. El brillo sedoso en sus superficies pizarrosas hace saltar a la vista su transición a filitas y a verdaderos micaesquistos. Más al Sur predominan de nuevo los tipos característicos de esquistos cristalinos.

Los declives y alturas occidentales de la mayor parte de la Cordillera Real quedan ocultos bajo un manto de material volcánico depositado por el volcanismo del neoterciario en el Sur, y del volcanismo cuaternario, juntamente con el neoterciario en el Norte del país. En muchos lugares las masas volcánicas avanzan hasta más allá del vértice de la cordillera y cubren extensas superficies de las regiones altas. Sin embargo, en el mapa geológico aparece una faja bastante ancha del afloramiento inmediato de las rocas metamórficas. Se muestra también con claridad el arco cristalino virando hacia SO, a partir del nudo del Azuay. Existe una interrupción aparente del arco entre Zaruma y Saraguro, donde queda cubierta una parte estrecha del arco por Formaciones volcánicas, cretáceas y terciarias de la cordillera de Chilla y Fierro-Urco. Las cordilleras Tagüín, Larga y su prolongación peruana de Amotape, forman la extremidad Sur de la ramificación de la Cordillera Real arqueada al SO.

Las zonas principales de los esquistos cristalinos se encuentran en la Cordillera Real:

Numerosas investigaciones microscópicas y determinaciones petrográficas de los esquistos cristalinos fueron ejecutadas por los autores de la literatura mencionada bajo los números 26, 28, 104, 149, 152 y 154.

Río Chota-Cerro Pax. En el Norte de la cordillera, el río Chota ha cavado su lecho profundamente en las estribaciones cristalinas en la pendiente occidental. La carretera panamericana cruza, entre Ibarra y San Gabriel, el río (1532m). Cerca del puente afloran micaesquistos variados y constituyen el afloramiento más avanzado de las pizarras cristalinas hacia el Oeste en la zona interandina.

El límite de los esquistos cristalinos en los declives orientales de la cordillera, fue localizado por geólogos de la Shell Co. en el sitio Portachuelo, poco distante, al NO del Cerro volcánico Pax, en el valle del río Chingual.

Cayambe-Saraurcu-Pambamarca. El zócalo del volcán apagado Cayambe (5790m) está compuesto en su lado septentrional de cuarcita y pizarra otrelítica negra. A su lado Sur, el río Pisque arrastra cantos rodados de gneis albítico, provenientes del núcleo de la cordillera. Los guijarros transportados por el río Guachalá, su afluente del lado Sur, consisten de pizarras micáceas filíticas, esquistos actinolíticos y ofiolitos pizarrosos de color oscuro, dando conocimiento de la composición petrográfica de la subestructura del tendido cono volcánico de Pambamarca (4093m).

Al SE de Cayambe, en posición oriental, muy avanzada se alza el cerro Saraurcu (4676m), el representante más potente de las montañas constituidas enteramente de esquistos cristalinos. En sus alrededores occidentales afloran anfibolitas esquistosas y gneis albíticos de tipo filítico. En el cerro mismo, subiendo su pie occidental a las pendientes abruptas, se pueden observar esquistos muscovíticos y biotíticos, gneis albita-epidóticos, esquistos albita-actinolíticos, de color claro.

Río Papallacta-Baeza. En la carretera Quito-Papallacta-Baeza las lavas y materiales piroclásticos de andesitas y dacitas de origen predominantemente neoterciario, además de las lavas y tobas cuaternarias del enorme volcán apagado Antisana (5704m), cubren las alturas de la cordillera (Filocorrales 4396m y paso de Guamaní 4173m) hasta Papallacta (3156m) situado ya en el declive oriental. Los esquistos cristalinos están descubiertos en el valle profundamente cortado por el río Papallacta. Cerca de la iglesia del Pueblo aflora el gneis albítico micaesquistos. A poca distancia, en el fondo del valle (2870m) aparecen, prosiguiendo río abajo, ortogneis pizarroso de color claro, y, en la altitud de 2610m un gneis parecido al anterior. Después siguen en la altitud de 2540m micaesquistos gnéisicos de color oscuro. Cerca de Cuyuja (2380m) pueden ser observados micaesquistos gnéisicos inyectados y ondulados (migmatitas). Más abajo afloran esquistos muscovíticos (2300m), porfiritas presionadas y, en las proximidades de Baeza (2000m), gneis albita-epidótico y esquistos biotíticos.

El pueblo de Baeza está situado ya en la depresión Topo-Quijos, que aparta la cordillera de Guacamayos de la cordillera principal y cuyo fondo está constituidos de esquistos semimetamórficos oscuros y calizas cretácicas.

Región entre Antisana y Quilindaña. La mole del antiguo volcán Antisana se había edificado algo más al occidente de las cadenas más altas, de modo que han quedado descubiertos, a su lado oriental, los esquistos muscovíticos y micaesquistos gnéisicos.

Entre los cerros volcánicos Antisana y Quilindaña (4878m) el subsuelo se compone de gneis samítico-muscovítico con intercalaciones de esquistos clorita-actinolíticos, que también se manifiestan en las estribaciones occidentales y la cima media del cerro Cubillán y en la serranía de Carrera Nueva.

Río Mulatos. Un corte interesante está revelado por el lecho del río Mulatos y sus afluentes superiores, los ríos Leones y Anatenorio. En el vértice suave de la cordillera, al Este de Salcedo, el núcleo cristalino queda todavía oculto. Los mantos de lavas y masas piroclásticas neoterciarias cubren las elevaciones onduladas, mostrando el modelado característico de un paisaje glaciar antiguo, donde los hielos ya desaparecidos han dejado las huellas de su acción erosiva y allanadora.

En la cercanía de la confluencia del río Anatenorio con el Mulatos afloran primeramente metaporfiritas esquistosas. El valle amplio se prolonga hacia el SE hasta que, en el codo, donde vira el río al NE, una morrena terminal cierra el valle característicamente excavado por la erosión glaciar pleistocénica (2700m). El río rompe la morrena y profundiza su lecho, transformándolo en un cañón hondo de laderas empinadas y siguiendo una zona fuertemente fallada de dirección NE. Tropezamos con cuarcitas pizarrosas, micaesquistos y mármoles impuros de color gris oscuro que, por intercalación de capas delgadas de micaesquistos, se convierten en pizarras biotita-calcáreas (rumbo NS, buzamiento 70-75° O). cerca del campamento Carmela (2200m) el río arrastra cantos rodados de anfibolita, esquistos conglomeráticos, ortogneis y migmatitas. Corta un cañón profundo a través de una barrera de gneis granítico, de migmatita y de pizarras inyectadas por el gneis granítico, masa cruzada por apófisis aplíticas. Río abajo persiste el afloramiento del gneis granítico, que incluye fragmentos de micaesquistos. Hasta la unión del río Langoa con el Mulatos afloran alternadamente ofiolitos presionados, micaesquistos en parte grafíticos y en transición a micaesquistos gnéisicos, pizarra sericita grafíticas y esquistos biotita-migmatíticos. En los enormes bloques de tamaño de pequeñas casas, pulidos por las aguas del río, se ofrece la posibilidad de manera única, todos los estados de la migmatización e inyección de los esquistos por el gneis granítico. Se descubre en el techo de la cueva de Langoa un plano de dislocación de rumbo SO-NE y buzamiento 20° SE, perteneciente todavía al fallamiento antes mencionado, que ha permitido al río cortar su lecho con facilidad en estas rocas sumamente resistentes.

Al lado de la desembocadura del río Langoa aparecen ofiolitos actinolíticos y metabasitas serpentinizadas. Localmente se ha formado asbesto hornbléndico en lugares de estrujamiento intenso. Los ofiolitos cortan discordantemente la textura paralela de los micaesquistos. Hasta el río Zapalá (1800m), afluente derecho del río Mulatos, afloran esquistos grafíticos, ofiolitos serpentinizados con un elevado contenido de níquel (hasta 1.5 %) y huellas de asbesto hornbléndico, mármol impuro de color gris oscuro, esquistos oligísticos y cloríticos, a veces actinolíticos, pizarras sericíticas y biotíticas, gneis granítitco y esquistos micáceos gnéisicos.

Llanganates

Representando una sección climáticamente muy distinta de la Cordillera Real, se despliegan las altas montañas de los Llanganates entre los ríos Mulatos y Guapante, en el Norte, y el río Pastaza en el Sur. En la Cordillera Real los productos del volcanismo cuaternario faltan, en dirección Sur, a partir de los alrededores del volcán apagado Quilindaña y no reaparecen sino al lado meridional del valle del río Pastaza en forma del volcán activo Tungurahua (5016m) y sus estribaciones lávicas. El antiguo paisaje plio-pleistocénico de los Llanganates, por esta causa, ha quedado descubierto y, a grandes trechos, casi no alterado hasta la actualidad. Sólo algunos valles han sido fuertemente profundizados por los torrenciales ríos principales. Durante los períodos glaciares del Pleistoceno, la mayor parte de la superficie de los Llanganates estuvo expuesta a la erosión glaciar, con excepción de las crestas y cadenas más altas, que sobresalieron del manto de hielo y ofrecen actualmente el aspecto de verdaderas sierras fantásticamente dentadas y se alzan abruptamente de los amplios fondos pantanosos de los valles. Representan con su rumbo N-S murallas y crestas de los esquistos cristalinos, los más resistentes, evadidas a la erosión.

La parte occidental del núcleo cristalino de los Llanganates la cubren los antiguos materiales andesíticos, piroclásticos y compacto-lávicos del Neoterciario y caracterizan los pajonales del páramo, mientras en las regiones altas de los granitos y esquistos cristalinos predominan los juncales. El junco, este bambú enano, ama los suelos pantanosos y el clima frío de eterna lluvia. En el primer caso, el subsuelo volcánico, poroso y agrietado, hace pasar el exceso de las copiosas aguas atmosféricas a la profundidad, por lo que se establece un suelo preferido por los pajonales de los páramos. En cambio, en el segundo caso, los granitos y los esquistos cristalinos poco permeables, estancan el agua en la superficie y producen por el empantanamiento de los suelos las mejores condiciones para el desarrollo exuberante de los juncales, y por eso quitan las necesarias condiciones vitales a una vegetación pajonal. La línea divisoria entre el manto volcánico y el núcleo cristalino se manifiesta por el límite entre los pajonales y los juncales.

Si bien las alturas occidentales de los Llanganates están recubiertas de mantos poco interrumpidos de lavas y aglomerados andesíticos del Neoterciario; sin embargo, en el fondo denudado de los profundos valles, en muchos casos es manifiesta la existencia de los esquistos cristalinos.

A lo largo de la línea Píllaro-Cerro Hermoso, a través de los Llanganates, se exhibe la cubierta volcánica hasta el curso superior del río Verde. Al pie del Tablón de Jaramillo afloran, al lado oriental del río, micaesquistos y migmatitas. Conforme nos acercamos al Cerro Hermoso (véase el perfil N° 5) tropezamos con el afloramiento de un batolito de granito presionado llamado la Puerta, por el nombre del paso que se cruza en este trayecto y nuevamente con micaesquistos. Al fin, la ensillada llamada por W. Reiss (Lit. N° 83) Toldofilo, consiste de gneis albita-clorítico y esquistos cloríticos. El zócalo del Cerro Hermoso está compuesto de esquistos otrelita-grafíticos y muscovíticos, diorita presionada y nuevamente micaesquisto otrelita-grafítico, que forma una antegrada del cerro. Siguen en el ascenso calizas pizarrosas negras, esquistos otrelita-grafíticos y gneis albita-muscovítico. Hasta aquí muestran los esquistos rumbo generalmente N-S y buzamiento empinado hacia el O. Debajo de la antegrada (4250m) al pie del cerro mismo, que se alza abruptamente a 4639m, cambia la vergencia de los esquistos que forman el zócalo inmediatamente debajo de la mole del cerro, y buzan al E con ángulos gradualmente disminuidos.

Los esquistos calcáreos aparentemente horizontales, que constituyen la muralla escarpada del cerro, buzan con ángulos muy reducidos hacia el E y, por un plano de deslizamiento decapitan diagonalmente los esquistos casi verticales del zócalo y reposan en discordancia angular sobre los esquistos truncados. Pues el Cerro Hermoso ha sido sobrepuesto en su zócalo por un movimiento de resbalamiento de poca amplitud. No se trata de un testigo erosional de sedimentos de un manto de calizas cretácicas, que anteriormente debieron haber sido depositadas sobre el núcleo cristalino de la cordillera. (Lit. N° 104, W. Sauer – El Cerro Hermoso de los Llanganates, - 1958; Lit. Nos. 149 y 150, F. von Wolff, 1904 a y b).

Río Pastaza

En la parte austral de la Cordillera de Píllaro, la cubierta volcánica se ha retirado de las alturas hacia el Oeste, hasta el valle del río Patate, descubriendo ya al pie occidental de la montaña, esquistos cristalinos, como los esquistos albita-actinolíticos de color verduzco claro, alternantes con gneis albítico y cuarcitas, conjunto esquistoso que se manifiesta en la ladera oriental del valle cerca de su unión con el río Chambo. Ambos ríos forman, en el sitio Las Juntas, el río Pastaza. Este potente río sigue, a partir de Las Juntas, la dirección Este por un valle transversal muy hermoso, a través de la Cordillera Real. Pizarras cloríticas y talcosas con rumbo N-S y buzamiento empinado hacia el Oeste componen la ladera izquierda del profundo valle. Al mismo lado afloran hasta Baños esquistos cloríticos, micaesquistos albíticos y cloríticos calcáreos de -rumbo N5-10°E, con buzamiento 75-80° O.

Durante el proceso de levantamiento epirogénico de los Andes, la faja central de la Cordillera Real se alzó en mayor grado que sus bordes, rompiéndose la corteza terrestre a lo largo de fallas rupturales longitudinales. Sobre una de ellas se abrió el volcán Tungurahua. Por el alzamiento desigual en escalones, las rocas de metamorfismo más intenso aparecen sucesivamente río abajo: cerca de la boca superior del túnel de Agoyán afloran gneis albíticos, micaesquistos grafíticos, gneis clorita-muscovítico biotítico (rumbo N-S, buzamiento 85°O). En el río Blanco unos kilómetros río arriba, afloran mármoles de color gris claro, a veces cloríticos, esquistos actinolíticos y grafíticos con intercalaciones de capas de grafito impuro, esquistos conglomeráticos y cuarcíticos; más abajo, micaesquistos, gneis albítico inyectado y migmatitas cruzadas por filones de aplita granítica presionada y de pegmatitas. La dirección de estas pizarras y gneis es predominantemente N-S con mínimas desviaciones hacia E y O; buzan regularmente con 75 a 80° hacia el Oeste. Los granitos y dioritas, que afloran algo más abajo, han producido en los micaesquistos ligeros fenómenos de contacto termo-químico bien marcados, que se observan como halos de poca anchura a lo largo de las apófisis aplíticas del macizo plutónico de la granodiorita presionada. Por eso, el último debe ser tomado por más joven que las pizarras cristalinas en que ha intrusionado. en la región del río Verde Grande, entramos en los afloramientos del batolito diorita-granítico que muestra primeramente tipos de diorita hornbléndica como variedad marginal del plutón y, más abajo, granito aplítico en gran extensión, todo presionado, en los alrededores de Azafrán hasta el río San Francisco. El granito fue llamado “tipo de Azafrán” porque es una roca plutónica muy característica de nuestra zona y asemeja al granito de “la Puerta” de los Llanganates. El rumbo de su esquistosidad de presión es igual al de los esquistos, es decir N-S, con buzamiento empinado hacia el Oeste.

El macizo grano-diorítico está limitado por la gran falla que margina el lado occidental de la depresión Margajitas-Topo, o denominado en sentido más lato, Topo-Quijos, cuya sección transversal se extiende desde la hacienda San Francisco, hacia el Este, hasta el Cerro Abitagua, por una anchura poco menor de 10 kilómetros. En ella fueron sumergidos los esquistos arcillosos semi-metamórficos de color oscuro negruzco, de la formación de Margajitas (H. J. Tschopp, lit. N° 138), denominada según el río que pasa por allí. En la cercanía de la hacienda San Francisco los esquistos de Margajitas con direcciones que varían de N50°O a 20°E, buzan de 35° a 45° hacia el O. Esos trastornos tectónicos son causados por la vecindad de la gran falla antes mencionada. Su dirección regular, a mayor distancia de la falla, es de N20°E con buzamien- (…falta texto) paleozoica. H. J. Tschopp los ha atribuido al Precarbonífero porque se asemejan mucho a una serie de estratos plegados de esta edad de la cordillera de Cutucú en el Oriente, los que han recibido el nombre de Formación de Pumbuiza, que, por su parte, soporta capas del Carbonífero superior con fósiles claramente reconocibles. La Formación Pumbuiza de la cordillera Cutucú había sido sometida a plegamiento y dislocaciones fuertes.

A partir de la hacienda Victoria, situada río abajo, afloran arcillas pizarrosas de color menos oscuro y aun menos metamorfizadas que los esquistos de Margajitas. Entre el río Negro y el pie del Cerro Abitagua se descubre una franja de sólo dos kilómetros de ancho de paquetes sedimentarios en forma de escalones hundidos en el subsuelo, que descienden E a O cada vez a mayores profundidades, de modo que, en la superficie, aparecen, de E a O, Formaciones siempre más jóvenes.

El escalón resbalado por una falla casi vertical, directamente sobre el granito de Abitagua está compuesto por arenisca cretácica de Hollín algo metamorfizada; el escalón siguiente en dirección O, es de caliza de Napo (rumbo N 15° E, buzamiento 50° O) habiéndose deslizado sobre el anterior, y más al O se encuentran Redbeds de Tena en posición bastante vertical, con buzamiento empinado hacia el E. Los tres escalones representan las partes más sumergidas de la depresión Margajitas-Topo.

El Cerro Abitagua forma parte del reborde montañoso oriental de la Cordillera Real, reborde que se extiende hasta la frontera Norte y se integra de granitos y porfiritas antiguas.

Se levanta a variables alturas, acompañando el lado oriental de la depresión Topo-Quijos.

En la ribera izquierda del río Zuñac, cerca de su unión con el río Pastaza, se alza la pared vertical del granito colorado micropegmatítico del Cerro Abitagua y muestra el plano pulido por el resbalamiento de las masas pétreas hundidas en la depresión. A poca distancia, bajando el río Pastaza, aflora el granito principal del batolito, de color algo rojizo; interrumpido por una intercalación de porfirita se prolonga el macizo a una distancia aproximadamente de 15 kilómetros hasta el pueblo de Mera, donde cae por un escarpamiento abrupto a la llanura amazónica.

Zócalo del volcán Los Altares.

La ruina fantástica del gran volcán nevado (5318m) está sobrepuesta al fundamento cristalino de la Cordillera Real. Su zócalo está integrado por esquistos actinolíticos, gneis muscovítico-psamítico y, al E del pueblo de Quimiac, por metaporfirita augítica pizarrosa. Al Sur del cerro, en el sitio Minas de Codorasto (4120m), el zócalo se compone además de gneis muscovita-psamítico, cuarcitas y filitas micaesquísticas. Cerca de Penipe (Penicuchu) ha llamado la atención una serie de micaesquistos filíticos y pizarrosos arcillosos con cuarcita silimanítica carbonosa. Entre los esquistos se intercalan capas débiles de hulla antracítica impura.

Las Sierras de Cubillín, Alao, Zagrún y Sacraurcu.

Un macizo estrecho, pero bien alargado de diorita cuarzo-biotita-hornbléndica y diorita cuarzo-biotítica, en ciertos lugares del tipo tonalítico, constituye, con interrupciones, el núcleo de las cadenas bajas occidentales de la Cordillera Real, al Sur de Riobamba. Pueden ser localizadas estas rocas plutónicas en el Cubillín, en el cerro de Licto, y a lo largo del río Cebadas, hasta en las sierras de Alao, Zagrún y Sacraurcu. Aparecen también al lado occidental de este río y forman parte de las pendientes orientales de los cerros Yaruquíes, donde (Tunshi de Falconí) cambian en sienita monzonítica (sieno-diorita) especialmente reconocible en las quebradas de El Colegio y de Chalán. Probablemente la sienita representa una intrusión más joven que la de las dioritas, porque a la sienita le faltan completamente los fenómenos de presión que muestran las dioritas. Aún en la Sierra de Zagrún, en la orilla oriental del río Cebadas, afloran las dioritas y se prolongan hacia el Sur apenas hasta las alturas de Colay.

Ostentan texturas ligeramente paralelas, pero en mucho menor grado, que los granitos de Azafrán y la Puerta. Entre Alao y Pungalá se observa un desarrollo gabroide de las dioritas que al Sur del Puente de Licto se distinguen por un granulado bien grueso.

En diferentes lugares se manifiesta el efecto termo-químico de contacto en los esquistos lutíticos, adyacentes a las dioritas.

En la composición petrológica de las sierras participan, a parte de las dioritas, también metaporfiritas y metadiabasas en gran escala, y esquistos, como filitas y cuarcitas. Los micaesquistos, en su desarrollo típico, sólo se encuentran a partir del lado oriental de las sierras de Alao y Zhasquín, por ejemplo, en el fundamento del volcán activo Sangay (5230m), son esquistos muscovita-feldespáticos y gneis albita-clorítico.

El bloque geomorfológicamente antiguo, entre las hoyas de Riobamba y Cañar.

Al Sur de los cerros de Yaruquíes termina el pronunciado hundimiento del "Graben" interandino. Las rocas volcánicas y sedimentarias plegadas del Cretáceo se agregan inmediatamente a los esquistos metamórficos de la Cordillera Oriental, sin la interrupción causada por la depresión ruptural interandina, que caracteriza las regiones septentrionales de la Sierra. Sin embargo, parece haber tenido lugar un hundimiento a mucha menor escala, puesto que la superficie de las Formaciones constituyentes del bloque, a saber, de las truncadas capas plegadas del Cretáceo superior y de los superpuestos mantos lávicos del Plioceno, aún queda debajo del nivel altitudinal medio al que llegan las cadenas y crestas de las cordilleras circundantes. Además, faltan aquí los volcanes pleisto-holocénicos, que hubieran debido producirse en las fallas marginales del bloque hundido, de haberse efectuado un desplazamiento considerable.

Otra causa que puede haber suprimido el despliegue del volcanismo pleisto-holocénico, consiste en la circunstancia de que la zona en cuestión se encuentra incluida en el ángulo interior del acodamiento tectónico de la Sierra y así expuesta a compresiones, que una vez han impedido el hundimiento en mayor escala y, por otro lado, manteniendo cerradas las poco desarrolladas grietas rupturales y de este modo contrastando eventuales erupciones del magma.

(El volcán Sangay, al E de Palmira, arroja en actividad continua, fuera del material grueso, grandes cantidades de arenas y polvos finos a la atmósfera, entregándolos al viento alisio que los lleva a la región alta de Palmira donde se depositan a sotavento de las serranías del lado occidental del río Cebadas).

En los alrededores de Palmira la superficie del bloque está recubierta sólo por una capa discontinua de dunas de polvo y arena volcánica. 4 kilómetros arriba de Palmira, en el corte del río Guamote, afloran las mismas lutitas y capas calcáreas con concreciones silíceas del Maastrichtiense (Cretáceo superior) que se ofrecen al observador de Guamote, pero en estado revuelto con el aspecto de una brecha de superposición. En otro sitio aparecen capas calcáreas (rumbo N-S, buzamiento N20°O) alternantes con capas delgadas conglomeráticas (guijos de andesita y calizas). Se trata de una formación fluvio-lacustre del Plioceno.

A poca distancia de Guamote, en un corte río abajo, se descubren en posición empinada esquistos lutíticos con concreciones silíceas, alternantes con capas calcáreas de cristalización fina, parecidas a las rocas de la formación Yunguilla al NO de Quito (Maastrichtiense, Cretáceo superior). Todos estos afloramientos cretácicos se encuentran en altitudes de 3000 a 4000m, demostrando la completa falta de hundimientos tectónicos. Sólo al sur del Azuay se han formado reducidos hundimientos rupturales, como los de Cañar y de Cuenca, que en cambio no se equiparan a los del Norte, sino por su menor extensión y también por el diferente carácter tectónico y volcánico.

La región al Sur de Guamote se eleva a un nivel altitudinal de 3500m por término medio. El subsuelo presenta una composición petrográfica de arcillas pizarrosas y porfiritas augita-hornbléndicas hasta dioríticas que corresponden a las rocas características de la Cordillera Occidental, que en esta zona hace contacto inmediato con la Cordillera Real. Se trata predominantemente de porfiritas augíticas con olivina a veces en transición a porfiritas hornbléndicas.

Sorprendentemente aparecen al Este de Alausí, cerca de Guasuntos y Achupallas, micaesquistos silimaníticos de rumbo N-S. Pertenecen al espolón de la antigua cordillera cristalina, más avanzado hacia el Oeste, que probablemente forma, en dirección Sur, el zócalo del volcánico nudo del Azuay, como indican también los hallazgos de esquistas filíticas en la quebrada de Zula y de esquistos cuarcíticos de sillimanita de las comarcas de Achupallas.

Cebadas – Paso de Colay – Macas.

En el trayecto de Cebadas a Macas, los esquistos cristalinos se exhiben en los cortes de las quebradas y los ríos. A la altura de 2910 metros afloran, en el río Cebadas, cuarcitas. Cerca de la unión del río Colay con el río Cebadas, el batolito de diorita, ligeramente presionado, rompe los esquistos filíticos y las meta-diabasas cuarcíferas (3090m). La altura del paso Colaycocha (4200m) presenta el afloramiento de meta-porfiritas tobáceas y anfibolitas de variada composición. El descenso a Macas sigue el río Paira, que corta meta-diabasas y esquistos filíticos. En la cercanía de Zuñac (2690m) el río arrastra cantos de micaesquistos anfibolíticos, anfibolitas gabroide, esquistos otrelíticos y metadiabasas. Entre Zuñac y Chanalá (2000m), afloran cuarcitas más o menos esquistosas; en la quebrada de Maco, micaesquistos carbonosos y pizarras micáceas; entre Tablas y Chasca (1800m), gneis albita-muscovita-biotítico, filitas y esquistos cuarcíticos. Más abajo (1800-1600m) se manifiesta una variedad completa de rocas metamórficas: gneis muscovita-samítico, micaesquistos oligísticos, anfibolitas pizarrosas de zoisita y epidota, gneis albita-clorítico, esquistos otrelíticos y sericíticos, meta-porfirita y, al fin, el extremo de un macizo de grano-diorita presionada, comparable con el tipo de Azafrán, del valle de Pastaza. A un trecho se intercala en la granodiorita (1600m) una porción de filitas y anfibolita albita-epidótica. En el corte del río Abanico se manifiesta claramente el contacto inmediato con meta-diabasa. Esquistos otrelíticos y filitas constituyen, como últimos miembros de la sierra metamórfica, las elevaciones sobre Macas (1051m).

Región de Azogues – Paute.

El río Azogues, originalmente río Burgay, baja del Cerro Buerán de dirección NNO y se une, cerca del Descanso, con el río Machángara que proviene del SO de la región de Cuenca. De ambos se forma el río Paute que atraviesa, virando hacia el ESE, la Cordillera Real. Ha cortado un cañón estrecho en las andesitas basálticas negras y hornblenda-riolíticas del cerro Tahual. Estas Formaciones volcánicas, impulsadas hacia la superficie, han penetrado la sutura entre las rocas de la Cordillera Occidental, encubiertas por los estratos terciarios superpuestos, de un lado, y las pizarras cristalinas de la Cordillera Real, del otro, antes de que se hundiera la hoya de Cañar-Cuenca. Un trecho río abajo todavía en el cañón, a las andesitas las reemplazan micaesquistos clorita-muscovíticos y sericíticos de rumbo NNE-SSO y buzamiento empinado occidental. Más y más disminuye el grado de metamorfismo de modo que las pizarras adquieren el aspecto de filitas y lutitas pizarrosas brillantes, de color gris-negro y rojo amarillento.

Después de haber abandonado el cañón, el río entre en un amplio valle longitudinal de dirección SSO-NNE. Al término del valle fértil, famoso por su clima subtropical, se encuentra la ciudad de Paute. El valle se estrecha de nuevo considerablemente entre las empinadas laderas de micaesquistos.

Al SSE de Cuenca el río Sigsig ha excavado su valle también en los esquistos cristalinos (C. Stuebi, Lit. N° 129, p. 39, 1945).

Zona al Sureste de Nabón y Cochapata.

Al lado oriental del río Shiña se levanta la cordillera a alturas cercanas a 4000 metros. La zona presenta un modelado glaciar del Pleistoceno muy parecido al de los Llanganates. También el clima se asemeja mucho al de aquella región fría y lluviosa. En los fondos de las amplias depresiones se han estancado muchas lagunas y pantanos. Según C. Stuebi (Lit N° 129, 1945) se nota, avanzando hacia el Este, primero granito (presionado?) como componente del subsuelo; después, las crestas de micaesquistos sobresalen, con rumbo NE-SO sobre formas suaves esculpidas por la anterior erosión glaciar del Pleistoceno, hasta que el terreno adquiere formas verdaderamente abruptas. Afloran entre los micaesquistos interesantes intercalaciones de itabirita (esquistos de oligisto).

En el declive oriental de la Cordillera los afluentes del río Zamora han cortado valles profundos, pero ya de dirección N-S; conforme se avanza al Sur empiezan a manifestar con mayor evidencia las direcciones estructurales y morfológicas de N-S, que difieren esencialmente del rumbo NE-SO que prevalece en el lineamiento a partir del nudo del Azuay. Las nuevas direcciones N-S dominan, al Este de la línea Loja-Vilcabamba-Llangana, la estructuración de la parte oriental de la cordillera, zona que pertenece ya al extremo septentrional de la Cordillera de Zaruma y se llama en esta región cordillera del Bunque. Además, las mismas estructuras se muestran al Sur del nudo de Sabanillas en el valle del río Valladolid-Mayo-Chinchipe. También la región subandina de esta latitud ostenta las direcciones estructurales bien pronunciadas por los rumbos estrictos N-S de los ríos Nangariza, Cenepa y Santiago y de la cordillera del Cóndor y sus cadenas laterales entre los ríos Cenepa y Santiago, incluidas las prolongaciones australes de las montañas mencionadas.

Cumbe – Saraguro – Loja

Al Sur-Sureste de Cuenca, entre los ríos Girón (Rircay) y Shiña, sorprende un país alto, poco accidentado, de maduro aspecto morfológico. Se desarrolla en las alturas y altiplanos de las cordilleras Verde, paso de Tinajillas, (3486m) Siván y Alpachaca. Su superficie la caracterizan extensos mantos de lavas, aglomerados y tobas volcánicas del Neoterciario, que forman una cubierta casi ininterrumpida y poco ondulada. Cuando la carretera de Saraguro a Loja ha pasado el cuello al Norte de San Lucas, desaparece la cubierta volcánica, a saber, se desplaza principalmente hacia el Oeste, dirección en que adquiere una anchura de muchos kilómetros.

De la ladera oriental del valle del río San Lucas sale a la luz una zona de granito profundamente descompuesto. A partir de San Lucas los cortes de la carretera han descubierto rocas menos alteradas del batolito granítico: granito de grano grueso y, cerca de Vinoyacu, granito biotítico de grano medio, para terminar, en los alrededores de las Juntas, nuevamente con la variedad gruesa. De vez en cuando, el granito se distingue por una ligera textura paralela, con grietas y espejos de movimientos tectónicos. Está cruzado por filones aplíticos y pegmatíticos y, en menor escala, por lamprófidos. Filones de andesitas intermedias, hasta básicas, pertenecen a las erupciones volcánicas del Neoterciario, cuyos materiales lávicos y piroclásticos ocupan hacia el Oeste terrenos extensos. El granito incluye fragmentos de esquistos transformados.

Cerca de Las Juntas el caudaloso río Santiago proviene del Oeste y forma con el río San Lucas el río Las Juntas, que, en la cercanía de Pucalá, desemboca en el río Zamora, que aquí vira al Este y rompe la cordillera por un valle hondo y estrecho. De San Lucas a Loja los valles se alinean directamente de Norte a Sur. A su lado occidental aparecen: paragneis bien típico, granito gnéisico antiguo y migmatitas gneisificadas, todo el conjunto roto por el granito de San Lucas, que es el más moderno y ha imprimido efectos de contacto termoquímico en los micaesquistos originales, aumentando su cristalinidad y atribuyéndoles caracteres de gneis anatéxicos o migmatíticos, reconocibles en algunos lugares.

Al subir, siguiendo el río Zamora a Loja, se nota, a partir de Pucalá hacia el Sur, micaesquistos normales. Todos los gneises y micaesquistos muestran el rumbo NE-SO y manifiestan de nuevo esta característica dirección tectónica, que difiere tanto del rumbo N-S de las líneas estructurales, en la parte oriental de la cordillera que antes fueron indicadas.

Loja – Sabanilla – Zumba

Al Este de Loja se alza bruscamente la cordillera de Zamora. Encima del borde de los sedimentos miocénicos de la hoya de Loja emerge en las laderas orientales el fundamento antiguo de pizarras filíticas y grafíticas de rumbo N-S, con buzamiento variable hacia el O y E.

El nudo de Cajanuma al Sur de Loja, separa la depresión de Loja de la de Malacatos-Vilcabamba, que a su vez se dilata hacia el Noreste hasta el valle de La Toma. En el nudo afloran esquistos cuarcíticos y micáceos de rumbo N-S y buzamiento empinado hacia el Oeste y Este. Representan la continuación de los esquistos que componen la cordillera de Zamora al Este de Loja. Hacia el Sur, cerca de Lantanquí, se convierten en micaesquistos típicos, que bordean el lado oriental de las depresiones de Vilcabamba y Llangana. Al Sur de la última, se levanta el nudo de Sabanillas. A su lado NO se adosan pizarras cuarcíticas con rumbo NE-SO, mientras que sus alturas alargadas hacia el Este consisten de micaesquistos biotíticos de rumbo N-S, característico para la cordillera de Zamora y las regiones más orientales. En aquel lugar se observa el mismo fenómeno tectónico como en la región de las Juntas: se agregan a los esquistos micáceos provenientes del SO los esquistos alineados en dirección N-S.

Al Sur del nudo de Sabanillas se prolongan los terrenos de rocas metamórficas a lo largo del valle longitudinal del río Valladolid-Mayo-Chinchipe siempre ostentando la dirección N-S de sus estructuras.

Entre Zumba y Chito se inserta desde el Sur una cuña de diabasas y porfiritas como prolongación de la formación cretácica porfirita-diabasa de la cordillera peruana, que se extiende entre los ríos Huancabamba y Chinchipe. Inmediatamente al Sur de Chito el valle abandona la dirección N-S y vira para adoptar la dirección nueva NO-SE reinante en las estructuras de las cordilleras al Sur del eje amazónico.

Sistema montañoso interandino austral entre la cordillera de Zamora y las cordilleras costeras Tagüín, Larga y Amotape.

Al lado occidental de la hoya de Loja se levanta la sierra del Villonaco. Por sus alturas (2400m) pasa la carretera a la depresión de la Toma y más adelante a la costa. Delante del paso, en el borde superior de los sedimentos terciarios de la hoya de Loja, emergen micaesquistos gnéisicos, ya en dirección netamente de NE-SO, en contraposición a los rumbos N-S de los esquistos de la ladera oriental de la hoya que, aparentemente, se había hundido entre ambos cuerpos cristalinos.

Si nos damos cuenta de las peculiaridades tectónica que ofrecen los esquistos metamórficos al Sur de la latitud de Saraguro, salta a la vista el contraste bien marcado que separa las zonas estructuradas de dirección N-S, al Este de la línea San Lucas-Cajanuma-Sabanillas, de las del rumbo NE-SO dominante al oeste de dicha línea.

El arco de la Cordillera Real dirigido hacia el SO

Para enlazar con los esquistos metamórficos de las cordilleras costeras, se comprueba que la Cordillera Real en el Sur del país, vira, geológicamente entendido, hacia la costa y está representada allá por la secuencia de las cordilleras Tagüín-Larga-Amotape. Este arco tectónico desviado hacia la costa, se adosa por su lado SE al macizo cristalino de distinta estructuración, es decir de la de N-S, que principia a manifestarse ya al SE de Cochapata y Oña con sus rumbos característicos N-S, y se prolonga hasta la frontera meridional. En otros términos, el núcleo paleozoico de la Cordillera Central peruana y su prolongación en el Ecuador por la cordillera de Zamora se pierde por acuñamiento en el Sur del Ecuador y está sustituido por la Cordillera Real del Ecuador, la que vira hacia la costa formando el arco de las cordilleras costeras Tagüín-Larga-Amotape.

También morfológicamente estas condiciones tectono-geológicas son reconocibles en el nuevo mapa geográfico del Ecuador.

Una parte del mencionado arco de conexión fue interrumpido superficialmente durante el proceso de la regeneración neoandídica por rocas intrusivas y volcánicas jurásico-eocretácicas de la región de Zaruma y de la cordillera de Chilla, que a su vez soporta mantos volcánicos del Neoterciario.

Entre Pasaje, situado en el Río Jubones (curso inferior), y la cordillera de Ramos, al SO de El Cisne, la cordillera Real arqueada hacia la costa emerge libremente por debajo de la cordillera Chilla-Fierro Urcu.

El afloramiento de rocas metamórficas en el río Balao, al pie occidental de la Cordillera Occidental, marca la extensión occidental del basamento cristalino varístico. El ángulo saliente de los esquistos metamórficos de rumbo SO, en el sitio Guasuntos, al Este de Alausí, y las pizarras cristalinas de Paute-Sigsig apuntan hacia el afloramiento de Balao y Pasaje. Del otro lado, los esquistos metamórficos de Saraguro-San Lucas corren, interrumpidos por el Cerro Fierro Urcu, sobre las alturas de Gualelo-Ambocas a la zona suroccidental de Zaruma, para unirse con las formaciones metamórficas de la serranía de Capiro, en el flanco meridional de la cordillera de Tagüín.

En la Costa los esquistos metamórficos afloran, como ya fue mencionado, en el sitio donde el río Balao sale de las estribaciones de la Cordillera Occidental, al nivel de la llanura costera.

A partir del río Jubones se extienden hasta la frontera con el Perú las montañas de la cordillera de Tagüín, que es la representante esencial de las Formaciones metamórficas de la costa y se prolongan por las cordilleras Larga y Amotape constituidas en sus fundamentos por los esquistos metamórficos del Paleozoico, (Lit. N° 30, A.G. Fischer, 1956) hasta el eje amazónico.

Río Jubones – Santa Rosa – Arenillas

Unos kilómetros al Sur de Pasaje afloran micaesquistos filíticos de color claro (rumbo N 60° E buzamiento empinado hacia S 30° E). Un filón de rodonita, de cerca de 1 a 2 nilómetros de largo, cruza los esquistos bajo un ángulo muy agudo. Superficialmente esta descompuesto en cuarzo y psilomelana.

Desde la salida del río Santa Rosa a la planicie costera, a lo largo de las estribaciones de la cordillera de Chilla, hasta Arenillas, afloran esquistos cuarcíticos, filíticos y anfibolíticos, y en los alrededores inmediatos de Arenillas, anfibolitas esquistosas de color oscuro-negro, típicamente desarrolladas. El ángulo de la dirección de las rocas metamórficas mide, cerca de Arenillas, N 80-85° E, con buzamiento alternante hacia N y S.

Siguiendo el río Arenillas hacia arriba, irrumpen apófisis graníticas en las anfibolitas. A medida que se avanza se ofrecen a la observación micaesquistos gnéisicos y anfibolitas de color verdusco claro, que cambian en algo el rumbo a N 65° E con buzamiento de 65° hacia el NO; apófisis graníticas de centenares de metros de ancho, incluyendo grandes fragmentos de anfibolita, anuncian la cercanía del batolito granítico. En la región de Piedras, afloran pizarras hornbléndicas y filitas de rumbo variable de E-O a N 65° E, con buzamiento vertical; más cerca del Paso, entre Piedras y Piñas, se exhiben filitas esquistosas micáceas y grafíticas y al lado del puente Moromoro-Monos, nuevamente anfibolitas (rumbo N 45-65° E). Bajando de El Paso en dirección a Piñas los esquistos cristalinos están reemplazados por las diabasas y porfiritas de la formación diabasa-porfirítica del Cretáceo.

Al SO de Arenillas aflora, en las estribaciones de la cordillera, esquistos filíticos y micáceos (rumbo N 65° E, buzamiento 60° hacia S 25° E). En el valle del río Bunque se presentan anfibolitas pizarrosas, micaesquistos, granito doble micásico con grandes cristales de feldespato de ligera textura paralela y filones pegmatíticos. El río Palmales, a partir del pueblo del mismo nombre, toma curso en dirección Oeste y profundiza su valle en los esquistos cristalinos hasta su desembocadura en el río Zarumilla, cerca de Quebrada Seca. De este sitio, río abajo, es decir en dirección Norte, afloran micaesquistos gnéisicos (rumbo N 80° E, buzamiento empinado hacia el Norte), esquistos filíticos y anfibolíticos. A medida que se alejan los esquistos metamórficos del batolito granítico, disminuye su grao de metamorfismo, de modo que aparentemente el granito intrusionado en los esquistos ha ejercido un efecto considerable de contacto sobre ellos. El batolito granítico alargado de la cordillera de Tagüín se prolonga desde El Paso entre Piedras y Piñas hacia el SO sobre las elevaciones del Cerro Oso hasta el río Zarumilla y más allá en las cordilleras Larga y Amotape.

Al Sur de la cordillera de Tagüín los esquistos negros de la ladera izquierda del río Puyango están substituidos, en su ribera opuesta, por cuarcitas (rumbo N 55° E, buzamiento 55° hacia N 35° O). Penetrando las montañas de la cordillera en dirección Norte, por el camino a Cañas, se presentan al observador cuarcitas y micaesquistos, hasta que, en las alturas del Cerro Oso, aparecen los granitos del batolito, y al otro lado del cerro, hacia Palmales, el ya mencionado granito de ligera textura paralela, micaesquistos, etc.

Cordilleras Larga y Amotape

La cordillera se prolonga, al Oeste del río Zarumilla en dirección OSO hacia el río Tumbes, bajo el nombre de Cordillera Larga constituida del mismo núcleo granítico y de pizarras cristalinas de mayor o menor grado de metamorfización. A partir del río Tumbes la cordillera corresponde al nombre de Amotape y toma rumbo NE-SO.

Los geólogos peruanos tratan a ambas cordilleras, Amotape y Larga como unidad estratigráfica y tectónica. Allá reinan las mismas condiciones geológicas que en la cordillera Tagüín. En sus lados Norte y Sur afloran esquistos metamórficos y cuarcitas que se agregan al núcleo granítico. El contacto con el granito en esta zona muestra una transición de esquistos migmatítico y gneis a granito ligeramente foliado. La foliación se considera primaria, según las investigaciones de A. Chalco R. (Lit. N° 18, 1955, p. 35), quien se inclina a pensar que la intrusión del granito tuvo lugar a fines del Paleozoico y acompañó la orogénesis que había plegado y transformado los sedimentos (orogenia varística “apalachian orogeny”). El granito aumenta en las zonas marginales su foliación, convirtiéndose en granito de textura paralela (granito gnéisico). Existe una gradación casi completa entre el granito macizo y sus zonas de transición en esquistos migmatíticos.

El batolito granítico está atravesado por diques de pegmatita. La edad geológica de los sedimentos de mayor o menor transformación metamórfica se estima, según A. Chalco R., N. D. Newell y G. Petersen (Lit. N° 18, 1955) como del Carbonífero (Grupo Tarma-Ambo), y en parte tal vez del Misisipiano, Devónico y quizá Silúrico.

La determinación de la edad geológica de los esquistos metamórficos y de la orogénesis de la Cordillera Amotape-Larga como varística o apalaquiana (Lit. N° 18, 1955) es de suma importancia, porque de este modo la secuencia estratigráfica de las cordilleras Amotape-Larga-Tagüín, que realmente forman un conjunto continuo, sometido al mismo régimen estratigráfico tectónico, debe ser considerado en su totalidad de edad paleozoica (Carbonífero, Devónico y quizá Silúrico) y de plegamiento varístico (apalaquiano).

En consecuencia, se puede deducir que también la Cordillera Real lleva la edad paleozoica y fue plegada durante la orogenia varística (apalachian orogeny), porque de ella se había desviado el arco costero de las cordilleras Tagüín-Larga-Amotape.

Tenemos que ir más lejos aún. La mayoría de los geólogos ha considerado el núcleo cristalino de la Cordillera Central de Colombia como de edad precretácica. Por el hecho de formar la prolongación septentrional de la Cordillera Real del Ecuador, debe ser tomado por paleozoico, de plegamiento varístico. Además H. Gerth (Lit. N° 31, 1955, p. 155) ha comprobado que el núcleo de la Cordillera Central colombiana está compuesto de rocas paleozoicas metamorfizadas por movimientos de la orogenia varística. A la misma opinión inclinan las observaciones de A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956, p. 305).

En el capítulo de la Tectónica veremos que todo el conjunto de estas cordilleras varísticas ha constituido, desde un principio, un solo cuerpo cordillerano, continuo y alargado a partir del extremo septentrional de la Cordillera Central de Colombia (vértice del ángulo de la unión de los ríos Magdalena y Cauca), posiblemente, ya a partir de la Península Guajira, comprendiendo todo el largo de la Cordillera Central colombiana, continuando por la Cordillera Real del Ecuador, que vira con su parte austral hacia la costa y termina al fin por la secuencia de las cordilleras Tagüín, Larga y Amotape. A causa de su especial importancia tectónica y estratigráfica, a esta larguísima cadena de cordilleras la hemos denominado **Cordillera Cardinal Norandina.**

2. Las rocas semimetamórficas

a) Las pizarras paleozoicas de la Sierra y del Litoral

La carretera Loja-Zaruma atraviesa en dos sitios las series de pizarras arcillosas parcialmente filíticas. Cerca de Chinches donde se desvía la carretera a Catacocha, afloran en los alrededores del paso (2270m) esquistos de esta clase. En el mapa geológico aparecen con el signo de rocas semimetamórficas.

En el descenso del río Pindo, al Sur de Zaruma, emergen de la cubierta neoterciaria esquistos arcilloso-calcáreos, de color oscuro. Afloramientos notorios se encuentran cerca del puente de Inguna (1100m) y de Santa Ana, con rumbo general E-O. se prolongan en dirección OSO por las serranías del lado septentrional de la cordillera de Alamor, mostrándose de vez en cuando, ligeramente metamorfizados y pertenecen aparentemente al grupo de pizarras paleozoicas que constituyen las cordilleras Larga y Amotape en sus flancos meridionales. No se han encontrado, hasta ahora, fósiles que permitan la determinación precisa de su edad geológica.

Las pizarras negras, fuertemente plegadas, que se presentan en fajas de centenares de metros de anchura, en la Cordillera Occidental, ostentan ligeras indicaciones de metamorfismo. Fueron, hasta hoy día, consideradas como de edad paleozoica, aunque en ellas no se han podido hallar fósiles bien reconocibles.

En la parte septentrional de la cordillera, estas pizarras afloran también en los cerros de Intag. Más al Sur, una faja de tales pizarras cruza la carretera Riobamba-Guaranda, en el sitio Casitagua, y sigue, en curvación sudoccidental, hasta Bucay. Encontramos restos del arco de estas pizarras en el Litoral, señalados por las montañas y colinas de Masvale y de Punta de Piedra, que se alzan aisladamente de la llanura entre la Cordillera Occidental y el Río Guayas.

b) El Paleozoico del Oriente

Los geólogos de la Shell Co. of Ecuador han logrado determinar precisamente la edad geológica de las Formaciones paleozoicas en la cordillera de Cutucú. Este éxito ha abierto la posibilidad de insertar formaciones parecidas en la cronología geológica; por ejemplo, los esquistos oscuros de Margajitas que caracterizan la depresión de Topo-Quijos y desempeñan allá un papel especial.

La Cordillera de Cutucú pertenece a la serie de las elevaciones subandinas del Oriente, las que se extienden a partir de las Cordilleras Oriental y Central del Perú hacia el Norte y constituyen las cordilleras del Cóndor, Cutucú y Napo-Galeras. Las últimas pueden ser puestas en relación con la Cordillera Oriental de Colombia. Sin embargo, rocas paleozoicas afloran sólo en una pequeña parte de la cordillera de Cutucú.

Aproximadamente desde el 2° grado de latitud Sur, la cordillera de Cutucú comienza a emerger de las bajas comarcas del río Pastaza y se despliega en estricta dirección meridional hasta el curso superior del río Santiago, estando separada de la Cordillera Real por el ancho valle del río Upano. Dos serranías paralelas integran esta cordillera: la bien desarrollada cadena occidental con elevaciones hasta de más de 2000m, y la más baja oriental, que se alza, sólo en un sitio, algo por encima de mil metros. Las depresiones de los ríos pequeños como la del río Yaupi; las de los cursos superiores del Miazal y Macuma, separan de un surco longitudinal ambas partes alargadas de la cordillera, es decir la Cutucú occidental de la Cutucú oriental.

La Cutucú occidental tiene su prolongación hacia el Sur, a partir del río Santiago, por la cordillera del Cóndor, que a su vez está subdividida, por los ríos Coango y Cenepa, en dos cadenas paralelas de dirección N-S. La prolongación de la Cutucú oriental forma, siguiendo el rumbo meridional, entre los ríos Santiago y Morona, una elevación larga de alturas reducidas, denominada Sierra de Campanquiz que se liga, al lado Sur del Pongo de Manserriche, con la Cordillera Oriental del Perú.

En la parte septentrional de la Cutucú oriental, afloran capas sedimentarias fuertemente dislocadas del Paleozoico en ambas laderas del río Pumbuiza: la así llamada **Formación Pumbuiza** que, más al Norte, cerca del cerro Macuma, soporta capas plegadas del Carbonífero superior, y la **Formación Macuma** (Lit. Nrs. 137, 138, 139 y 140, Tschopp, H.J., 1945, 1948, 1953 y 1956). La Formación Pumbuiza fue atribuida a una edad precedente al Carbonífero, a saber, al Paleozoico antiguo.

Con preferencia en el valle del curso superior del río Pumbuiza, afloran pizarras de color gris oscuro, hasta negras, parcialmente grafíticas, en capas delgadas con intercalaciones de areniscas cuarcíticas, pizarras que han sufrido fuertes plegamientos y desplazamientos.

Cerca del cerro Macuma, la misma Formación se encuentra cubierta por capas del Carbonífero superior con dos pisos distinguibles.

El piso inferior consiste de calizas oscuras, de color gris azulado, en bancos gruesos alternantes con lutitas pizarrosas hasta arenosas, con una fauna fósil rica en **spirifer, productus, terebrátulas, fenestella, crinoides** y otros fósiles, predominantemente esparcidos en las calizas. El piso superior está formado por calizas de colores claros y oscuros, en bancos delgados, alternantes con areniscas pardoverduscas, calcáreas y cuarcíticas. En las calizas se encuentran fósiles de **fusulinella, ostracoda, bryozoa, spirifer** y otros. Por la determinación precisa de estos fósiles, la edad de ambos pisos queda claramente comprobada (Lit. N° 90-92) como del Carbonífero Superior.

II. El Mesozoico

La edad media de la Geología, o el Mesozoico, ofrece la oportunidad de echar miradas retrospectivas y, a la vez, adelantadas a los procesos orogénicos que han contribuido con los fundamentos tectónicos a la creación del actual aspecto geológico de la tierra ecuatoriana.

La Sierra representa el elemento morfológico sobresaliente del país y la parte más afectada por los efectos de la orogenia.

Sin embargo, no debe omitirse que también las regiones colindantes han sufrido alteraciones considerables. De consiguiente, en el Litoral y Oriente se observan los mismos ritmos o repercusiones de las fases orogénicas y epirogénicas que en los centros de la orogenia geosinclinal, sin que los movimientos originados hayan producido el mismo grado de dislocación en el subsuelo.

Además, se ha evidenciado como regla general de la orogenia de los Andes, que los efectos de las diferentes fases se han revelado sucesivamente del Oeste hacia el Este. (Lit. Nos. 121; 1924 y 31; 1955 – p. 239).

Como ya se ha mencionado, las cunas de las grandes cordilleras de plegamiento son los geosinclinales. Forman fajas alargadas de la corteza terrestre en las que se origina, por el hundimiento a mayor profundidad, el reblandecimiento y en consecuencia una cierta movilidad de las masas pétreas. El hundimiento se efectúa lentamente por presiones laterales, entre dos cratones estables (Lit. N° 122, H. Stille, 1934); es decir, entre dos áreas resistentes de la corteza terrestre; en nuestro caso, entre el cratón alto del antiguo continente Guayana-Brasilero, que se llama también escudo brasilero (Brasilia primitiva septentrional del croquis N° 2), y el cratón bajo del fondo rígido del antiguo Océano Pacífico.

Hablando de un geosinclinal, nos referimos en el área continental a aquellas zonas que ocupan actualmente las cordilleras, es decir a las Formaciones geológicas emergidas de los geosinclinales.

Otros detalles serán tratados en el capítulo de la Tectónica. Sin embargo, para la mejor comprensión de la estratigrafía del Mesozoico, parece conveniente anticipar a grandes rasgos algunas explicaciones sobre el origen y la situación de los geosinclinales que participan en la estructura de la tierra ecuatoriana.

Prescindiendo de las fases orogénicas precámbricas (véase Tabla N° 1) en general, se distinguen las siguientes eras de orogénesis con sus fases correspondientes (véase Tabla N° 1):

La era caledónica – taconic hasta **caledonian orogenies –** que aparentemente no accionó en el lado occidental de la América del Sur.

La era varística o preandídica – acadian hasta **appalachian orogenies**

La era alpídica o neoandídica – palisade, nevadian, Laramide hasta **cascadian orogenies**

Hemos mencionado ya que la masa principal de la Cordillera Real, con su arco desviado hacia la costa (Tagüín-Amotape), respecto a su tectónica, fue atribuida a la era varística (preandídica). En tanto que la cordillera de Zamora, con su prolongación recta hacia el Sur, parece constituir un elemento ajeno y diferente de la propia Cordillera Real. En cambio, la Cordillera Occidental, que se adosa a la Real, pertenece a la era neoandídica. Ambas cordilleras tienen su origen en dos geosinclinales diferentes en edad, uno paleozoico y otro mesozoico, de acción sucesiva. Pero hay que comprender que el último geosinclinal de la era neoandídica se formó por regeneración de una parte del espacio ya transformado, en estado casi cratónico, perteneciente al primer geosinclinal de era preandídica. Una faja larga de la anchísima penillanura a la que había sido reducida la antigua cordillera varística (preandídica), se hundió de nuevo transformándose en el geosinclinal mesozoico (neoandídico) que se extendió, en primer lugar, al lado occidental del resto del antiguo geosinclinal , es decir al lado de la Cordillera Real, de modo que ésta representa todavía una parte de la antigua cordillera varística (paleozoica-preandídica) aplanada a penillanura, parte que no ha sido sumergida, a saber, que ha quedado libre de la regeneración y transformación en geosinclinal.

La presencia de la base varística (preandídica) en el fondo de la Cordillera Occidental se manifiesta en pocos lugares de esta cordillera mediante porciones reducidas de pizarras paleozoicas encajadas por plegamiento entre las Formaciones mesozoicas.

En Europa, por ejemplo, no sólo las eras orogénicas se han sucedido cronológicamente, sino también los geosinclinales correspondientes que se han agregado uno al lado de otro ensanchando en gran escala la superficie del continente; lo que hace patente que las relaciones entre los geosinclinales de las diferentes eras son mucho más complicadas en nuestro lado de Sudamérica que en Europa.

El espacio geosinclinal mesozoico entre las cordilleras costeras Tagüín, Larga y Amotape, (arco costero de la Cordillera Real), por un lado, y las cordilleras orientales de Zamora-Sabanilla por otro, se ensancha considerablemente y constituye el **Sistema montañoso interandino austral** y sigue en el Sur como Cordillera Occidental del Perú. (véase croquis tectónico N° 3).

En este sistema orogénico se había formado, antes del plegamiento neoandídico, una depresión muy ancha de sedimentación cretácica.

La cronología estratigráfica del Mesozoico muestra un hiato que, en el Oriente comprende el período entre el Neopaleozoico y las postrimerías del Triásico, y, en las regiones de la Cordillera Occidental y del Litoral, continúa hasta el Jurásico inclusive. Toda la zona de la Cordillera Real, incluido el arco costero, Tagüín-Larga-Amotape, ha quedado libre de sedimentos marinos más modernos que los paleozoicos; es decir, que desde el Neopaleozoico ha representado siempre tierra firme y servido de lugar de erosión y denudación continental, suministrando el material clástico para la sedimentación en las zonas orientales y, a partir del Cretáceo, también para la sedimentación en el geosinclinal neoandídico, al Oeste de la Cordillera Real.

W. Reiss ha considerado (Lit. N° 83, 1921; N° 104, 1958; N° 149, 1904) el Cerro Hermoso de los Llanganates, en la Cordillera Real, como testigo erosional de un manto de sedimentos cretácicos (caliza de Napo) y ha establecido la teoría de que la Cordillera Real, durante el período Cenomaniano-Turoniano, habría sido sumergida en el mar cretácico. Pero se ha comprobado que las pizarras cristalinas calcáreas del Cerro Hermoso corresponden al núcleo cristalino de la cordillera paleozoica. Por eso, la idea de W. Reiss carece de fundamento (véase Lit. N° 104, W. Sauer, 1958).

Después del Paleozoico (era preandídica) el mar ha quedado ausente de la extensa región ocupada actualmente por la Cordillera Occidental, del sistema montañoso interandino austral y del Litoral, hasta que durante el período cretácico las aguas marinas la transgredieron penetrando de nuevo en las zonas mencionadas y especialmente en el naciente geosinclinal mesozoico (era neoandídica) al lado occidental de la Cordillera Real de manera que los sedimentos cretácicos, inclusive las Formaciones diabasa-porfirita y Piñón, siguen inmediatamente a los paleozoicos en la Cordillera Occidental, en el Litoral y en el Sistema montañoso interandino austral.

En el Oriente, empero, se han desplegado las Formaciones mesozoicas, ya a partir del Jurásico, en gran escala. Nuevas publicaciones de H. J. Tschopp (Lit. N° 136, 1953 p. 2313 y N° 140, 1956, p. 256) no dejan de reconocer la existencia de Formaciones triásicas en el Oriente.

El conocimiento de las condiciones geológicas de la región subandina oriental se debe en primer lugar a los geólogos de la Shell Co. of Ecuador, quienes han realizado investigaciones amplias y detenidas (Lit. Nos. 137, 138, 139 y 140).

La existencia de sedimentos triásicos en el Oriente puede ser presumida en los pisos inferiores del Jurásico. Aunque esta suposición se confirmara, el vacío entre el Neocarbonífero y el Jurásico no se cerraría por completo.

En cambio, en el Perú septentrional, el Triásico superior marino con una considerable fauna fósil, aflora en las Cordilleras Occidental, Central y Oriental (Lit. N° 5, 1957). Del mapa geológico del Perú (Lit. N° 157, 1956) se desprende que la Formación triásico-jurásica de facies sedimentaria-volcánica de la Cordillera Occidental peruana se extiende hasta la región al SO de Macará. En los terrenos ecuatorianos correspondientes afloran las diabasas de la formación Diabasa-porfirita del Cretácico inferior. Se presenta pues el problema de si ambas Formaciones son idénticas o no. La descripción de la Formación triásico-jurásica de cierto lugar en la Cordillera Occidental peruana (Lit. N° 30, A. G. Fischer, 1956) distante de Macará 200 kilómetros no puede ser tomada en cuenta para una comparación por la grande distancia, que permite cambios esenciales en la composición geológica del terreno. Por eso parece muy inseguro que se trate realmente de una formación triásico-jurásica en el lado peruano cerca de Macará.

1) El Jurásico

a) El Oriente. Jurásico Inferior (Liásico Inferior)

Los sedimentos jurásicos en el Ecuador han sido descubiertos exclusivamente en la zona subandina del Oriente (Lit. Nos. 137-140); no afloran en las regiones de geosinclinales propiamente dichos, en las que faltan también indicaciones de la presencia de formaciones del Triásico.

Los ríos – Mangosiza, Guambiza, Santiago (cursos superiores), Zamora y Namangoza (cursos inferiores) – del Oriente, cortan las Formaciones jurásicas, integradas por calizas silíceas oscuras, alternantes por partes iguales con areniscas calcáreas caracterizadas por intercalaciones de duras lutitas pizarrosas de color gris claro, hasta negro, depositadas preferentemente en capas delgadas y bien plegadas, que forman la cordillera del Cutucú occidental y se extienden hacia el Sur por la Cordillera del Cóndor. Las calizas contienen la sílice en forma de nódulos finamente distribuidos en la masa de la roca, o constituyen concreciones impuras y nódulos agrupados en planos concordantes con la estratificación. Toda la serie de sedimentos plegados y fallados recibió el nombre de **Formación Santiago**, en relación con el río que la atraviesa. Su potencia media puede ser apreciada en unos 2000 metros (1500 – 2700). Sus afloramientos se extienden en dirección norte hasta las formaciones paleozoicas abovedadas de la parte septentrional de la cordillera de Cutucú (véase mapa N° 2).

En el flanco occidental de la cadena occidental, el desarrollo normal de la formación cambia de facies por intercalación de brechas volcánicas, que lateralmente se convierten en tobas arenosas de color verduzco y en lutitas bentónicas. Todo el conjunto está penetrado por diques, sills y mayores intrusiones de rocas porfiríticas y diabásicas de colores gris y verduzco. Masas piroclásticas de estos materiales volcánicos parecen comprobar que, por lo menos una parte de las intrusiones, debe ser contemporánea con la Formación Santiago, pero cuyo límite inferior, hasta ahora, no ha sido observado. H.J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953, p.2313) estima que otra parte de las porfiritas insertadas provienen del volcanismo del Jurásico superior de la Formación Chapiza, que le sigue inmediatamente.

A pesar del contenido en fósiles, relativamente pobre, los amonites mal conservados del género arietites apuntan al **Liásico inferior** como posición de la Formación Santiago, en la cronología geológica.

El hallazgo hecho anteriormente de pelicípodos comparables con Pseudomonotis del Triásico, hizo suponer que existiera posiblemente una transición hacia abajo, al Triásico. Realmente falta la evidencia paleontológica para mantener esta suposición (Lit. N° 139, 1953, p.2313).

b) Jurásico Medio a Superior

Formación Chapiza

En los flancos exteriores (orientales) de la cordillera de Cutucú, la Formación Santiago soporta una serie de red-beds compuestos de areniscas rojizas y lutitas laminadas y arenosas, que están en posición alternada con arcillas pizarrosas, rojas y grises y, de vez en cuando, con capas delgadas de yeso e intercalaciones lenticulares de areniscas y conglomerados de color claro. En las arcillas pizarrosas de determinados lugares se manifiestan capas de ceniza volcánica. Se trata, con respecto al conjunto total, de Formaciones continentales, terrestres y lagunares. Al Sur del río Mangosiza nacen fuentes de agua salada en las orillas del río Chapiza.

Estas series de **red-beds** fueron llamadas **Formación Chapiza**, según el río que corre al lado oriental de la cordillera Cutucú. Su espesor es de variabilidad extraordinaria y cambia de 600 a 4500 metros, cuanto más que en la formación fueron incluidas las masas lávicas y piroclásticas de la **subformación Mishahuallí.** Los afloramientos típicos se exhiben entre los ríos Chapiza y Yaupi y en la región del alto Chapiza mismo, a 25 o 30 kilómetros al NNO de Yaupi.

Aunque la secuencia está muy disturbada, sea por fallas, sea por intrusiones volcánicas, H.J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953, pp. 2313-2317) reconoce una marcada tripartición en tres miembros (subformaciones), que son (de abajo hacia arriba): 1) “Red and gray Chapiza” o “Lower Chapiza”; 2) “Red Chapiza” o “Middle Chapiza”; 3) “Mishahuallí” o “Upper Chapiza” y los describe como sigue:

1) “Red and gray Chapiza” = Chapiza inferior, se caracteriza por tintas rojas y grises que cambian localmente de pardo rojizo a rojo de ladrillo, hasta violeta. En la localidad típica, el sistema de capas alternantes de areniscas y lutitas contiene estratos delgados de anhídrido, vetas gruesas de yeso, concreciones de dolomita y también los ya mencionados manantiales de agua salada.

2) En el miembro “Red Chapiza” = Chapiza medio, las similares capas de areniscas y lutitas lucen colores rojos, faltando yeso y anhídrido.

3) El miembro “Mishahuallí”, denominado de acuerdo con su afloramiento típico en el río Mishahuallí, afluente del río Napo, a pocos kilómetros al Este de Tena, está distinguido por intrusiones y extrusiones volcánicas y comprende un característico pero muy variable contenido de areniscas feldespáticas, tobas volcánicas de color gris verduzco y violeta, areniscas y brechas tobáceas, aparte de lutitas, areniscas y conglomerados rojos.

Intrusiones, a saber, filones y sills de porfirita y diabasa se manifiestan por toda la Formación Chapiza; en cambio, verdaderas corrientes lávicas compactas y masas piroclásticas están restringidas al miembro superior, es decir al Mishahuallí, las que comprueban un período de actividad volcánica intensa durante el tiempo de la parte superior de la Formación Chapiza.

“Ripple marks” y textura cruzada de las areniscas, además de los productos de evaporación de agua marina (anhídrido y yeso) indican la regresión del mar jurásico por levantamiento epirogénico del continente. Amplias superficies del fondo marino estuvieron, periódicamente, expuestas a la desecación bajo un clima árido que se manifiesta, fuera de esto, por los característicos moldes fósiles de grietas de contracción de las lutitas lodosas. Se agrega el hecho de la falta absoluta de fauna fósil marina y de la pobreza de restos vegetales. En resumen, se trata, como ya se ha expresado, de sedimentación continental en las superficies recién abandonadas por el mar, en vía de regresión, a la que siguió, la acumulación en gran escala de las lavas y productos piroclásticos del “Mishahuallí”, miembro superior de la formación Chapiza.

Hacia el Norte de la cordillera de Cutucú, al Oeste de la perforación “Macuma”, en las partes superiores de la formación Chapiza (Mishahuallí), aumentan los depósitos de materiales volcánicos, en tal grado que se ha desarrollado una verdadera facies piroclástica, la cual, sin embargo, falta en la sección de la perforación misma por haber sido erosionada en este lugar.

El miembro inferior, “Red and gray Chapiza”, reposa directamente sobre la formación paleozoica Macuma, seguido por el miembro medio, “Red Chapiza”, en tanto que, en el Sur de la cordillera, los **red-beds** recubren las calizas Santiago y, en el Norte, transgresionan discordantemente sobre el Neocarbonífero de la Formación Macuma.

No se ha observado precisamente si en el Sur los red-beds están soportados en posición concordante por las capas calcáreas de la formación Santiago, lo que parece poco probable porque a la sedimentación de la formación Santiago sigue el alzamiento de la zona y de allí su transformación en tierra firme, hecho comprobado por los sedimentos terrestres y lagunares de los **red-beds** Chapiza.

Los sedimentos de los Miembros Medio e Inferior, “Red Chapiza” y “Red and gray Chapiza” respectivamente, han sido depositados al Este de la Cordillera Real en una franja ancha extendida de Norte a Sur. Las investigaciones sísmicas han revelado condiciones topográficas interesantes de la superficie del basamento que sustenta los sedimentos, de modo que el miembro superior, Mishahuallí, y los conglomerados subyacentes, que se presentan en la perforación Tiputini en el Este de la región, se superponen transgresivamente sobre el basamento metamórfico y semimetamórfico que, a su vez, suministró la enorme cantidad de material clástico para la formación de los miembros medio e inferior en la zona depositaria, cuya extensión oriental probablemente ha sido limitada por el declive occidental de la loma subterránea Yasuní-Lorocachi. La existencia de esta loma o umbral en el modelado del basamento fue comprobada por las investigaciones sísmicas (véase mapa N° 2).

Al Norte del río Pastaza, debajo de las areniscas cretácicas de Hollín, afloran lavas y rocas piroclásticas de porfiritas y diabasas en los lechos profundamente cortados de los ríos Coca, Mishahuallí y Jondachi. Los geólogos R.J. Colony y J.H. Sinclair de la Leonard Exploration Co. (Lit. N° 12, 1932) han descrito detenidamente estas acumulaciones volcánicas. Preferentemente se trata de lavas, tobas y aglomerados porfiríticos; no obstante, se manifiestan con frecuencia modificaciones ácidas, como pórfido cuarcífero, o básicas, como diabasa; las extrusiones lávicas, con sus derivados piroclásticos, fueron denominadas por el geólogo K.T. Goldschmid de la Shell Co. of Ecuador, como formación Mishahuallí, puesto que se encontraron por primera vez en el río del mismo nombre.

Colony y Sinclair opinan que probablemente pertenecen a la misma época geológica que la formación Mishahuallí, las porfiritas de la cordillera de Guacamayos, las que muestran transiciones a pórfidos cuarcíferos, granófidos y porfiritas monzoníticas, y además los pórfidos cuarcíferos del río Pastaza, que están incluidos en el macizo grano-diorítico del Cerro Abitagua (lado oriental). En el mapa geológico, los signos de las rocas intrusivas terciarias de las localidades mencionadas se refieren también a las porfiritas y los pórfidos cuarcíferos de la formación Mishahuallí, la cual, al Sur del río Pastaza, corresponde cronológicamente a la facies volcánica (miembro superior) de los red-beds terrestres de la Formación Chapiza.

Puesto que la formación Chapiza con sus diferentes miembros está recubierta discordantemente por la arenisca de Hollín del Neocomiense Inferior, su edad, a causa de faltar fósiles determinantes debe ser limitada entre el Jurásico Inferior, que en parte la soporta (Formación Santiago), y el Cretácico Inferior; de consiguiente las rocas volcánicas de la formación Mishahuallí son preaptienses.

Por su parte A.A. Olsson (Lit. N° 74, 1956, p. 307) correlaciona el Cretácico inferior y medio de la cuenca del río Putumayo, en el Sur de la región subandina del Oriente colombiano, con las formaciones cretácicas y jurásicas establecidas en el Oriente ecuatoriano por H.J. Tschopp (Lit. Nos. 137, 138, 139 y 140); pero coloca la parte superior de la formación Chapiza, a saber la sección volcánica Mishahuallí, en el Neocomiano y, parcialmente en el Aptiano, y atribuye, de este modo, la Arenisca de Hollín, por una parte al Aptiano y por otra, al Albiano.

H.J. Tschopp (Lit. Nos. 137 y 138) se inclinó a equiparar la formación volcánica Piñón del Litoral a la formación Mishahuallí del Oriente, porque la primera consiste de material volcánico, que varía de básico a intermedio, compacto o piroclástico, crudamente estratificado, de brechas dioríticas y conglomerados, además de areniscas y lutitas bien solidificadas, y muestra así analogías litológicas con la formación Mishahuallí. J.G. Marks (Lit. N° 59, 1956, pp. 277-278) supone que la formación Piñón del Litoral en parte podría participar del Jurásico superior, pero cree que es de edad cretácica, porque sus capas están aproximadamente en posición concordante con las de los sedimentos superpuestos del Cretáceo superior.

En el capítulo sobre la Tectónica serán tratadas las razones que admiten comparar la formación Mishahuallí del Oriente con la formación Piñón del Litoral.

En cambio, la formación volcánica Diabasa-porfirita de la Cordillera Occidental está atribuida al Cretáceo Inferior, como es el caso en las regiones vecinas de Colombia y del Perú. Hay que tomar en cuenta que representa el magmatismo inicial, el cual se puso en acción cuando empezó a hundirse y llenarse el geosinclinal neoandídico de la Cordillera Occidental. Con mucha certeza se deduce que la formación Diabasa-porfirita comprende, en sus partes inferiores, aquellas masas de la Piñón que han servido de fondo del geosinclinal.

Nuevamente H.J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953) correlaciona la formación Chapiza con la sección Jurásica de la formación Girón en Colombia y con la formación Sarayaquillo (Jurásico medio y superior) de la región subandina del Perú.

2) El Cretáceo

Regularmente se divide al periodo o al sistema Cretácico en las series y pisos siguientes:

Series o edades	Pisos	Subdivisiones en el Oriente ecuatoriano según H. J. Tschopp
Neocretácico (Cretáceo superior)		
	Daniense	
Senoniano	Maastrichtiense	
	Campaniense	
	Santoniense	
	Coniacience	Napo Superior
Turoniano	Turoniense	Napo Medio
	Cenomaniense	
Eocretácico (Cretáceo inferior)		Napo Inferior
Albiano (Gault)	Albiense	
Aptiano	Aptiense	Hollín
Neocomiano	Barremiense	
	Hauteriviense	
	Valanginiense	
	Berriasiense	

a) El Oriente

Ya los geólogos J.H. Sinclair y Th. Wasson (Lit. N° 143) han dividido las Formaciones cretácicas del Oriente en tres secciones principales: Arenisca de Hollín (sección inferior), Caliza de Napo (sección media) y **Red-beds** cretácicos (sección superior), secciones que comprenden el intervalo de Aptiense hasta Daniense y Paleoceno (talvez Eoceno inferior) del Terciario.

La arenisca de Hollín (Cretácico inferior)

Después del período continental señalado por los red-beds de la formación Chapiza y los mantos lávicos y piroclásticos de su miembro superior Mishahuallí, se prepara la **transgresión del mar cretácico** sobre las áreas en parte ya erosionadas y denudadas de las formaciones continentales Chapiza y Mishahuallí. Se depositan acumulaciones de arenas en estratificación normal o cruzada, característica de la sedimentación de dunas o deltas fluviales en la cercanía del mar o en sus playas mismas. Endurecidas por efectos de diagénesis (cemento arcilloso blanco) se presentan como **arenisca blanca**, en cuanto no están saturadas de negro petróleo oxidado, formación, que los geólogos Wasson y Sinclair (Lit. N° 143, 1927; traducido por J. Guerrero, 1937) denominaron Arenisca de Hollín, según las localidades típicas sobre el río Hollín, al Este de Tena.

Inmediatamente al Este de Archidona, a la distancia de ocho kilómetros, los barrancos de aquel río consisten de las areniscas negras impregnadas de petróleo oxidado. Expuestas al calor del sol exudan insignificantes cantidades de brea. Sinclair (Lit. N° 143) indicó en su mapa de reconocimiento otros puntos de filtración como “seepages”, en las orillas de los ríos Hollín, Jondachi y Mishahuallí.

La arenisca porosa y permeable, normalmente de color blanco y de grano grueso, se ofrece en complejos macizos o en bancos fuertes. Los planos de estratificación se marcan por intercalaciones de lutitas, sean arenosas oscuras, sean micáceas o sean carbonosas negras, en las partes superiores de la Formación.

Los barrancos cortados por la erosión del río Mishahuallí enseñan, a partir de la confluencia con el río Tena, los diversos aspectos de la arenisca. A parte de las bancadas gruesa y macizas de color blanco, se observan capas tenuamente fajadas por la alternación de capitas blancas y negras, las últimas de materia carbonosa, que a veces aumentan de espesor y forman estratos de lignito arcilloso. Río abajo, más y más predominan las areniscas negras saturadas de petróleo oxidado con intercalaciones locales de capas delgadas piritíferas. En la orilla derecha sale de entre el barranco hendido una pequeña fuente salada. Borboteando, exhala metano y gas sulfhídrico. En su fondo se acumulan cantidades escasas de petróleo negro. Otros pocos manantiales insignificantes de agua salobreña que llega a dulce, se distinguen por la presencia de algas azufrosas de color lila o blanco, además de los indicios de los gases ya mencionados.

El espesor total de la Formación varía de cian a doscientos metros. Fue comprobado que su extensión areal coincide con la de la superpuesta Caliza de Napo, comprobación que fue afirmada también por los resultados de las perforaciones.

En el flanco oriental de la cordillera de Cutucú, la Arenisca de Hollín se superpone a los red-beds de la formación Chapiza del Jurásico medio y superior, sin discordancia visible. En cambio, en el flanco occidental de la misma cordillera, está soportada por la formación Santiago del Jurásico inferior; mientras en el centro de la parte septentrional de la cordillera al NO del Cerro Macuma, los estratos de arenisca truncan en gran parte la formación Chapiza, que constituye allá los declives de la serranía (véase Carta N° 2).

Una discordancia fuerte entre la Arenisca de Hollín y la formación Chapiza ha sido observada en el flanco oriental del abovedamiento de Napo y otra a 2.5 kilómetros al Este del caserío Barquilla situado sobre el río Chingual, a unos diez kilómetros al Sur del Cerro Pax.

Aparte de restos vegetales no se han encontrado fósiles aptos para la determinación de la edad geológica de la formación. En razón de su posición estratigráfica entre Chapiza y la superpuesta Caliza de Napo, es decir, entre Jurásico superior y Albiano, la Arenisca de Hollín debe ser colocada, según H.J. Tschopp (Lit. Nos. 139, 1953 y 140, 1956) en el Aptiano del Cretáceo inferior. Pero no es posible decidir si pertenece sólo al Aptiano (Aptiense) o represente otros pisos del Cretáceo Inferior, p.e. del Neocomiano, como antes se había supuesto (Lit. Nos. 137, 1945 y 138, 1948).

Además de las localidades ya mencionadas, filtraciones de petróleo oxidado salen de la arenisca impregnada, a lo largo y al Norte del abovedamiento de Napo. También en las perforaciones, las partes superiores de la Formación Hollín han señalado un contenido variable de petróleo (perforaciones de Cangaime y Macuma). Saturación más rica muestran únicamente las perforaciones Villano, Oglán y Vuano en las secciones de 5 a 20 metros de potencia inmediatamente debajo de la superpuesta Caliza de Napo, que figura como Formación matriz del petróleo.

Al Sur del Oriente Ecuatoriano la Arenisca de Hollín puede ser equiparada con la arenisca del famoso anticlinal cortado por el río Marañón en el Pongo de Manseriche (Arenisca Pongo, según J. T. Singewald; Lit. N° 117, 1925), Formación que tiene su continuación aun más hacia el Sur en la región subandina peruana de Contanama, por las areniscas Cushubatay, Miembro Inferior de la Formación “Oriente” peruana (Lit. N° 49, B. Kummel, 1948). Nuevamente (Lit. N° 5, Memoria explicativa del mapa geológico del Perú: Tabla de correlaciones N° 2) la Formación Pongo de Singewald ha sido colocada en el Cenomaniano Inferior, como también la arenisca de Cushubatay.

La Caliza de Napo (Albiense a Coniaciense)

La transgresión universal del mar albiano causó en el Oriente la inundación progresiva de la artesa depositaria, entre la Cordillera Real y el escudo brasilero. Con eso se realizó un pronunciado cambio de facies en el Oriente, en comparación con la facies de la precedente Arenisca de Hollín. En tanto que la última Formación muestra los rasgos típicos de sedimentación litoral a sublitoral, los depósitos superpuestos calcáreos caracterizan la sedimentación de la zona nerítica del mar con las entremezcladas capas arenosas que indican facies epinerítica de transición por transgresiones y regresiones alternantes inferiores.

A.A. Olsson (Lit. N° 74, 1956, p. 305) expone que al finalizar el Neocomiano se habían establecido conexiones con el Mar Caribe, las que introdujeron a la cuenca geosinclinal de Colombia una fauna de predominante carácter europeo. Concluye que las inundaciones albianas y cenomanianas penetraron desde el Norte también la artesa depositaria del Oriente Ecuatoriano.

El contenido de glauconita en los sedimentos arenosos es una característica universal del Cretáceo, a partir del Albiense. Además, los restos fósiles de foraminíferos comprueban claramente el cambio de facies y el principio de la transgresión marina.

Por eso, la primera aparición de areniscas glauconíticas o de lutitas y calizas negras foraminiferales señala, según H.J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953, p. 2331), el límite inferior de las calizas de sedimentación albiana, las que constituyen la parte esencial de la formación de Caliza de Napo, llamada así por los geólogos Wasson y Sinclair (Lit. N° 143, 1927), de acuerdo con los afloramientos típicos en los barrancos del Alto Napo.

Por las observaciones en el campo y el estudio de las secciones de las perforaciones se ha manifestado la coincidencia de la propagación, es decir la coexistencia de ambas formaciones, Arenisca de Hollín y Caliza de Napo, y la posición concordante de la caliza superpuesta a la arenisca.

Litológicamente, se compone la parte inferior de la Caliza de Napo de capas bituminosas alternantes con areniscas, lutitas y calizas. Siguen hacia arriba las típicas calizas oscuras y bituminosas, cubiertas por lutitas bituminosas negras.

H.J. Tschopp ha establecido una división tripartida que se basa en los estudios litológicos del campo y de las secciones de las perforaciones:

Upper Napo – Napo superior. Lutitas negras a gris oscuras y verduscas con gran contenido de variados restos fósiles de peces y moluscos.

Middle Napo – Napo medio. Caliza principal maciza en bancadas gruesas, de espesor remarcablemente constante en las perforaciones, caracterizada por fósiles de cefalópodos.

Lower Napo – Napo inferior. Lutitas de color gris verdusco hasta oscuro y negro, alternantes con lutitas arenosas y areniscas glauconíticas, además de escasas calizas.

Los afloramientos de la formación ocupan la mayor parte del abovedamiento al norte del río Napo, inclusive la cordillera de Galeras y la elevación del Mirador cerca de Puyo. Se extienden al Norte hasta la cuenca del Alto Putumayo, donde la superficie de los afloramientos se estrecha considerablemente.

Al Sur del río Napo, la Caliza de Napo se prolonga con interrupciones a lo largo del escarpamiento de la Cordillera Real y muéstrase bien afectada por el fallamiento de la tectónica andina. Hacia el Este, aparece esporádicamente en la superficie de los declives occidentales de la cordillera de Cutucú y constituye los flancos orientales de las estribaciones septentrionales de la misma (Véase carta N° 2).

El conjunto total de la Caliza de Napo ofrece el aspecto típico de una formación matriz de petróleo. En muchos sitios con facilidad puede ser estudiado este fenómeno. A una distancia de apenas dos kilómetros al Oeste de Puerto Napo, el río ha cortado un clásico anticlinal de calizas y pizarras bituminosas; la desgasificación de las rocas petrolíferas hace notar, ya desde lejos, el olor de gasolina. El petróleo del anticlinal abierto penetró por las aberturas de la caliza agrietada y ha rellanado las fisuras, hasta las cámaras de las conchas de las amonitas (Coilopóceras) donde ha quedado oxidado en forma de asfalto y brea espesa.

Los fósiles que se encuentran allá son, en primer lugar, Coilopóceras e Inoceramus del Turoniense. Al Este del pueblo de Napo, un kilómetro río abajo, afloran pizarras negras y calizas con fósiles turonienses; en primer lugar, el famoso *Inoceramus labiatus* (Scholetheim). Atención especial merece la depresión del río Topo y su prolongación hacia el Sur, donde la caliza y la Arenisca de Hollín con areniscas de la superpuesta formación Tena se han enredado en un dispositivo tectónico algo complejo. Ya se había mencionado que en la depresión Topo-Quijos una faja estrecha de formaciones cretácicas se había hundido a causa de la acción orogénica relacionada con el levantamiento neoídico de la Cordillera Real. Tres escalones tectónicos se distinguen allá, entre ellos, uno compuesto por la característica Caliza de Napo que manifiesta en partes, ligera recristalización como influencia del metamorfismo de contacto producido por el cercano granito del Cerro Abitagua.

Los barrancos, a lo largo del río Mishahuallí, exponen capas de las laminadas lutitas bituminosas bien fosilíferas. Se observa también la superposición concordante de la caliza sobre la arenisca de Hollín. Todas estas localidades son de fácil acceso.

En la región subandina al Sur del río Pastaza la formación Napo cubre, como ya fue mencionado, los flancos de la cordillera Cutucú y toma parte en la constitución de la cordillera del Cóndor. De aquí, hacia el Sur, su área superficial aumenta grandemente y alcanza en la región del eje amazónico una anchura casi ininterrumpida de alrededor de 300 kilómetros.

La Caliza de Napo junto con la Arenisca de Hollín disminuye el espesor en dirección Sur-Norte, a partir de la Cordillera de Cutucú (**perforaciones, Cangaime: 467 metros; Macuma: 362 metros. Véase el corte N° 3**), de modo que alcanza su mínimo de 240-236 metros en la sección de las perforaciones Vuano y Oglán. En cambio, aún más lejos al Norte se anota de nuevo un engrosamiento hacia la región de Coca y San Miguel (480 metros de espesor). H.J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953, p. 2322) explica este fenómeno suponiendo bien sea una posterior abrasión o denudación del piso superior (Upper Napo) de la formación, o bien por no haberse sedimentado partes de este piso antes de la deposición de la siguiente formación Tena, ya que el piso medio infrayacente, a saber la caliza principal (Middle Napo), muestra espesores continuos aparte de una mínima disminución constante de 91 metros en la perforación Cangaime, hasta 78 metros en la perforación Oglán y 80 metros en la perforación Vuano, y alrededor de 80 metros, más al Norte, en Payamino y cordillera de Galeras.

Según las investigaciones sísmicas de la Shell Co. (Lit. N° 139, 1953, p. 2323) el espesor de la secuencia “Hollín-Napo” se acuña por completo hasta cero en el área subterránea del Bajo Aguarico e inmediatamente al Norte del Bajo Napo. Muy cerca a esta zona, en la perforación Tiputini al Oeste de la confluencia de los ríos Napo y Aguarico, la formación Napo mide solo 71 metros y consiste, de abajo hacia arriba, de areniscas glauconíticas, pocas calizas arenosas y lutitas arenosas, faltando la compacta caliza principal. Así, el total del Cretáceo, inclusive la Arenisca Hollín, asciende apenas a 120 metros. De la composición litológica se puede deducir que la facies nerítica (Shelf) del mar cretácico, predominante en la región subandina, había cambiado hacia el Este en facies sublitoral, característica de la cercanía de la costa, circunstancia que indica la proximidad del escudo brasilero continental, que, bajando hacia el Oeste, en aquella época formó el fondo de la cuenca mesozoica depositaria subandina, de sedimentos, extendida a lo largo de la ya existente Cordillera Real.

J.B. Reeside (Lit. N° 143, 1927) y M. Breistroffer (Lit. N° 139, 1953, pp. 2323-2324) han procurado el conocimiento preciso de una multitud de fósiles marinos que representan una gran parte del rico contenido fosilífero de las calizas y lutitas bituminosas de la formación Caliza de Napo. J.B. Reeside no puede ver con certeza la continuidad en el desarrollo de la fauna de la formación, porque le falta la evidencia clara de la presencia de fósiles cenomanienses. Distingue una secuencia de edad albiana y otra de edad turoniana en las colecciones recogidas por los geólogos Wasson y Sinclair: así faltaría la fauna del Cenomaniano. Admite empero, que las colecciones puede que no sean completas, a causa de posibles accidentes en la recolección, que Sinclair menciona en sus publicaciones.

En primer lugar, sigue la enumeración de unas especies principales escogidas de las listas de J.B. Reeside de los pisos Turoniense y Albiense:

Turoniense:

Arca n. sp. aff. Arca archiacana d' Orb
Exogyra olisiponensis Sharpe
Trigonia crenulata ver. Peruana Paulcke
Pecten aequicostatus Lamarck
Pecten quinquecostatus Sowerby
Protocardia appressa Gabb.
Coilopóceras n. sp. aff. Coilopóceras lesseli Br.
Coilopóceras aff. Springeri Hyatt

Cenomaniense: O

Albiense:

Inoceramus concentricus Park
Plicatula aff. Gurgitis P. & R.
Ostrea syphax Coquand
Lima n. sp. aff. Lima intermedia d'Orb
Brancoceras sp.
Oxytropidoceras carbonarium Gabb.

Las colecciones completas recogidas por los geólogos de la Shell Co. fueron sometidas a investigaciones paleontológicas por M. Breistroffer. Especialmente interesan las amonitas, restos fósiles de los moluscos cefalópodos.

Amonitas de la formación Caliza de Napo de los pisos Albiense hasta Coniacience (Lit. N° 139, 1953):

Pisos	Subdivisiones de la Caliza de Napo	Amonitas
Coniaciense	Napo Superior	-Peroniceras sp.
Turoniense	Napo Medio	-Coilopóceras sp. indet -Coilopóceras ep. nov. -Mammites aff. barkeri Breistr. -Neoptychites sp. juv. -Schloenbachia (?) sp. nov.
Cenomaniense	Napo inferior	-Mantelliceras sp. nov.
Albiense	Napo inferior	-Knemiceras sp. -Oxytropidoceras sp. indet. gr. mirapelianum d'Orb -Oxytropidoceras cf. multifidium -Venezoliceras cf. karsteni Stiel sp. -Venezoliceras sp. indet. -Neophlyticeras sp. nov. gr. brottianum d' Orb. sp. -Diploceras sp. nov. -Diploceras sp. indet. -Lyellcieras sp. indet. -Brancoceras sp. nov.

La lista de las amonitas comprueba la sucesión continua de la sedimentación desde el Albiano hasta el Coniaciano.

Aparte de las amonitas han servido también los foraminíferos para la datación de la edad de los diferentes pisos.

A través de la formación total de la caliza de Napo aparecen los siguientes representantes de foraminíferos:

Globigerina, Globigerinella, Guembelina, Guembilitria, Planulina correcta (Cassey) y Haplophragmoides (var. sp.).

Se agregan en las lutitas del piso superior (Upper Napo):

Globotruncana y Haplophragmoides eggeri Cushm. y en el piso inferior (Lower Napo): Planorbulina, Planularia y Textularia.

Además, fueron encontrados restos fósiles de peces, ostrácodos y equinodermos. Los fósiles de los moluscos abundan de modo que muchas veces se han acumulado en lechos casi enteramente compuestos de las valvas fosilizadas.

Tomando en cuenta la determinación precisa de los fósiles, la edad geológica de la formación Caliza de Napo data del Albiano (piso albiense) inclusive al Senoniano (piso coniaciense).

En el Oriente peruano la así llamada formación Oriente, con excepción de su piso inferior Cushabatay y la formación superpuesta de Chonta, corresponden, según B. Kummel (Lit. N° 48, 1948), al Albiano, Cenomaniano, Turoniano y Senoniano inferior. Por eso puede ser considerada como equivalente a la formación Napo del Oriente ecuatoriano.

La Formación Tena

Transición del Cretáceo Superior al Terciario Inferior.

Cerca del pueblo de Tena, al Norte de Puerto Napo, grandes extensiones del terreno están cubiertas por una potente serie de red-beds. Lutitas estratificadas, con preferencia de color rojo-parduzco vivo, con intercalaciones de capas arenosas o margosas, reposan al parecer concordantemente sobre la Caliza de Napo, ostentando muchas veces en su base capas de areniscas gris verdusco o, por ejemplo, al Sur del río Napo, lechos conglomeráticos en gran escala. Son aquellos red-beds, que recibieron de los geólogos de la Shell Co. la denominación de Formación Tena.

Ya el aspecto superficial comprueba que, encima de las formaciones cretácicas, se había operado un cambio fundamental de la litología. Los red-beds de Tena, de sedimentación predominantemente continental y sublitoral de agua salobreña, están superpuestos a las lutitas y calizas de Napo depositadas en mar abierto, indicando de este modo un cambio brusco de facies, el cual hace suponer que entre la sedimentación de la Caliza de Napo y la Tena había pasado un lapso de tiempo considerable.

Los red-beds se han originado por acumulación de los productos de la erosión continental, a medida que el mar cretácico había retrocedido por la emersión parcial del fondo oceánico, que después de ser transformado en tierra firme y de este modo en regiones de denudación, contribuyó a su vez a la producción de material clástico para la sedimentación, además de recibir masas detríticas continentales transportadas por agua y viento; porque en este proceso el mar fluctuó y temporalmente regresó, depositando sedimentos de agua salobre.

Los materiales arrastrados, de tintes rojos predominantes (partes superiores de la formación Tena) probablemente han provenido, en gran parte, de la erosión de la ancestral Cordillera Real, que en aquel período, al originarse los geosinclinales mesozoicos, había ya perdido tanto de altitud de modo que, bajo el clima tropical, extensas superficies de la truncada cordillera fueron sometidas al a descomposición laterítica y consiguiente formación de tierra colorada propia del clima tropical. Otra parte del material clástico ha tenido su origen en la erosión y denudación de una porción reducida de las capas superiores de la Caliza de Napo.

Los red-beds representan así una formación de transición fisiogeográfica. Pero también, en cuanto a su edad geológica ocupa en la columna estratigráfica una posición intermediaria entre el Cretáceo y el Terciario.

La retrocesión del mar cretácico fue causada por la incipiente orogenia en el geosinclinal mesozoico, en ambos lados de la antigua Cordillera Real. Pero las fuerzas orogénicas, sólo en la artesa eugeosinclinal, al lado occidental de la misma Cordillera, produjeron el plegamiento de la Cordillera Occidental, mientras que la zona subandina oriental quedó poco afectada, es decir que no ocurrieron sino ondulaciones del fondo en relación con su levantamiento.

Normalmente los Tena red-beds desempeñan el papel de una cubierta ubicua de la formación Caliza de Napo a través de todo el Oriente. Sus afloramientos principales (véase carta N° 2), a partir del río San Miguel, en el Norte subandino, distinguen el flanco oriental del abovedamiento Napo-Galeras y rodean sus estribaciones meridionales. Aparecen en fajas estrechas interrumpidas en la depresión Topo – Quijos, y, al Sur del río Pastaza en una zona fallada, pocos kilómetros al Sur de Mera. Los red-beds ciñen al NO de Puyo la Caliza de Napo y afloran al Sur del río Pastaza en los declives septentrionales y en el flanco oriente de la cordillera de Cutucú, como también esporádicamente en la depresión del río Upano.

Todas las perforaciones han revelado la existencia de la Formación de Tena, como cubierta normal de la Caliza de Napo; del mismo modo la perforación Tiputini, ya a la distancia de 200 kilómetros al Este del abovedamiento Napo-Galeras, muestra aún una sección de la Formación Tena de 270 metros de espesor, en contraposición a los espesores potentes de 500 a 800 metros en las perforaciones de la región piedemontés. Fuera de eso, las investigaciones sísmicas han afirmado que los **red-beds** de Tena existen en el subsuelo como cubierta general de la Caliza de Napo y como base de la artesa depositaria de las posteriores formaciones terciarias, por toda la extensión del Oriente.

Aparte de la zona de Tena, los afloramientos de los **red-beds**, río abajo del pueblo Napo y otros, a lo largo del río Anzu, afluente del río Napo, se ofrecen al estudio por su fácil accesibilidad.

Muy importante es el corte del río Pindo Grande a poca distancia oriental de Shell Mera. En el barranco norte del río se descubren areniscas grisáceo-parduscas en bancadas gruesas, además de lutitas laminadas margosas, de color gris rojizo, y de areniscas glauconíticas y calcáreas, con guijas diminutas muy características.

A. Wurm (Lit. N° 152, 1940, pp. 451-457) ha realizado una detenida investigación microscópica de las diferentes areniscas, la que dio, en resumen, el siguiente resultado.

Las areniscas glauconíticas manifiestan una transición a areniscas calcáreas y a las variedades que contienen diminutas guijas.

Una especie de arenisca glauconítica de grano fino está compuesta de un mosaico microscópico de fragmentos de cuarzo y escasas partículas de feldespato, entremezclados por granos ovalados de glauconita, de un tercio a medio milímetro de diámetro; se añaden frecuentemente pequeñísimas guijas de pizarra arcillosa y cuarcita, de textura fina. Las guijas tienen aproximadamente el mismo tamaño que los granos de glauconita y exhiben formas angulares, hasta redondeadas.

Otras muestras de una arenisca parecida manifiestan menor contenido de glauconita descompuesta y predominio de las diminutas guijas de cuarcita de granulación finísima y de pizarra sericítica. Ocasionalmente existen fragmentos pequeños de colonias de Bryozoas. En determinadas variedades de arenisca, las guijas de pizarra alcanzan dimensiones de 2 centímetros de longitud, de modo que, ya macroscópicamente la roca se caracteriza como **arenisca guijarrosa.**

Por fin, puede ocurrir que en la arenisca prepondere el cemento calcáreo, formando así una transición a la **arenisca caliza guijarrosa** de granos angulares de cuarzo. En este caso se reduce la cantidad de guijas diminutas de pizarra y cuarcita en favor de la calcita.

Una variedad especial constituye una muestra de **arenisca glauconítica de titanita.** En el microscopio se destacan partículas de muscovita; pero casi la mitad del volumen de la roca ocupa la titanita en forma de trocitos aislados o masas extensas interpuestas entre los granos de cuarzo y feldespato. La titanita aparece en forma de cristalitos husiformes, compactamente aglomerados, cristalitos que muestran todavía núcleos de hierro titanífero, indicando así su origen por transformación del hierro titanífero.

En la preparación microscópica se encontró también un resto fósil vegetal, de estructura celular bien conservada. Se trata de la cáscara de una semilla monocotiledónica.

Asimismo, A. Wurm considera las capas erguidas de las areniscas en la proximidad del río Topo (Puente de la colonia Augusto Martínez) como pertenecientes al mismo horizonte geológico, es decir a la formación Tena.

El resultado más importante de la investigación microscópica concierne al hecho de que no sólo las areniscas, sino también las calizas cretácicas de la zona al pie de la Cordillera Real, comprueban una facies marina que es propia de los sedimentos de la cercanía de la costa (Facies sublitoral y del Shelf) a causa de su composición petrológica y del contenido de restos orgánicos, en primer lugar de los diminutos cantos rodados en las areniscas y en la caliza, aparte de restos fósiles de plantas continentales y de una fauna característica sublitoral y arrecífica. Sobre todo A. Wurm menciona (Lit N° 152, 1940, p. 462) el hecho interesantísimo de que las Calizas del río Napo en la zona piedemontes, contienen del mismo modo las pequeñas guijas de cuarcita, pizarra arcillosa y de rocas volcánica porfídica. Respecto a las diminutas guijas rodadas volcánicas, opina que puede tratarse de productos de la abrasión marina, a la que las porfiritas antiguas hubiesen sido sometidas, y supone que provendrían de un lugar más al Este. En cambio, las guijitas de cuarcita confirman deber su origen a la erosión del antiguo umbral continental, representado por la vetusta Cordillera Real, ya existente en aquella época, cuando ella separó los geosinclinales mesozoicos occidental y oriental (véase el capítulo respectivo de la Tectónica general), y las partículas volcánicas pueden también derivar su procedencia de las porfiritas de la subyacente formación Mishahuallí inmediata a las zonas al pie de la cordillera. No hay razón de buscar su origen en otro sitio muy lejano, si se toma en cuenta que la observación errónea de W. Reiss (Lit. N° 83, 1921, p. 228), de que el Cerro Hermoso de los Llanganates consiste de Caliza de Napo (Cretáceo), ha conducido a A. Wurm (Lit. N° 152, 1940, p. 458, 473-474) a suponer que durante el Cretáceo la Cordillera Real aún no había existido, ni en la forma del bajo abovedamiento penillanurado, sino que el mar cretácico había transgredido e inundado el área total de esta cordillera, depositando allí capas calcáreas cretácicas, parecidas a las del río Napo, y que, consiguientemente, los componentes continentales de las areniscas y calizas en cuestión tuviesen que resultar del derribo de una masa continental (escudo brasilero) muy lejos al Este de la cuenca Amazónica.

El curso inferior del río Llushín, a unos 20 kilómetros al Sur de la población de Mera, ha cortado un perfil interesante de capas alternantes de conglomerado rojizo, arenisca y arcilla roja de la formación Tena, entre las cuales está intercalada una corriente de lava básica de un espesor que varía de 2 a 15 metros.

Colores tendientes al verdusco y gris caracterizan las capas arenosas inferiores de la formación Tena, en el Sur de la cordillera Cutucú, y, asimismo, con regularidad, las secciones correspondientes de las perforaciones.

Las lutitas son, como queda ya mencionado, algo margosas. Muy raramente se ofrecen duras lutitas silíceas con intercalaciones esporádicas de concreciones chérticas de color verde a pardusco.

En ciertos lugares la arenisca inferior de la formación está reducida a capas delgadas de blanca arenisca cuarzosa, por ejemplo, de 1 hasta 2 metros en el alzamiento del Mirador al NO de Puyo y a lo largo del flanco oriental del abovedamiento Napo-Galeras.

Características de menor importancia ocurren en la base de las areniscas inferiores en forma de calizas arenosas pseudo-oolíticas piritíferas.

Parece que, en general, la formación de Tena, respecto a la variabilidad de espesores, se asemeja a la Caliza de Napo, especialmente en cuanto a su tendencia a engrosar de Norte a Sur, a lo largo de la zona de piedemontés, en la cercanía de los abovedamientos de Napo-Galeras y Cutucú.

La depresión más honda del fondo de la cuenca depositaria, que ha recibido los sedimentos de la formación de Tena, superpuestos a la caliza de Napo, se extiende en el subsuelo, como una zona alargada, marcada en la superficie por el sitio Descanso, sobre el río Napo, unos 30 kilómetros al Este del Coca, por el Bajo Villano y el bajo Bobonaza. En esta depresión más honda, las investigaciones sísmicas han revelado los espesores maximales de la formación, limitados entre 800 y 1000 metros. A partir del centro de la depresión, hacia el Este, disminuye la formación considerablemente de espesor hasta llegar a 270 metros en la perforación de Tiputini. Lo mismo ocurre a lo largo de la elevación subterránea Yasuní-Lorocachi, del fondo de la depresión, en dirección Sur a Norte.

Aunque el límite entre la caliza de Napo y los **red-beds** de Tena está constituido por un brusco cambio litológico y de facies, no se ha observado ninguna discordancia angular entre ambas formaciones. Sin embargo, parece existir una determinada discordancia de erosión en la parte cimera de la formación Caliza de Napo, en una zona que se tiende entre las perforaciones Cangaime-Macuma y el área de la cordillera de Galeras. Otras indicaciones de un periodo de erosión, interpuesto como intervalo entre la sedimentación de las lutitas y las calizas de Napo y las areniscas de la formación de Tena, se han manifestado en muchos lugares. Las areniscas de Tena reposan, por lo visto, sin discordancia angular sobre las lutitas bituminosas originalmente oscuras del piso Napo superior (Upper Napo); sin embargo, las últimas ostentan, en estos sitios, una superficie accidentada, aparentemente a causa de los efectos de erosión, y colores gris claros, blanqueados por la influencia de la intemperie, todo lo cual comprueba una intermitencia temporal, a saber, un hiato de sedimentación.

Al margen oriental de la depresión Topo-Quijos afloran trozos de las formaciones cretácicas y de la de Tena. Cerca de las desembocaduras de los ríos Zuñac y Topo, en el río Pastaza, un trozo de arenisca de Hollín se encuentra en contacto con el macizo granítico del Cerro Abitagua. Río arriba se agrega un paquete inclinado de Caliza de Napo y, más lejos aún, una porción de la formación Tena en posición vertical. Antes fue explicado que estos diferentes trozos se habían deslizado sucesivamente del macizo granítico, formando una gradería tectónica a causa del hundimiento de la depresión Topo-Quijos. La arenisca de Hollín muestra efectos del metamorfismo de contacto. En cambio, la caliza, antes de su desplazamiento, había distado lo suficiente del granito, y, de consiguiente, sufrido sólo principios ligeros de recristalización, mientras las capas más alejadas de arenisca y lutita de la formación Tena han quedado libres de cualquier influencia de metamorfosis.

Las investigaciones detenidas de la Shell Co. (Lit. N° 139, 1953 pp. 2328-2329) tuvieron por resultado que, en general, la formación Tena es bastante pobre en fósiles utilizables para determinar la edad geológica de los pisos.

Se trata de restos fosilizados, sea de foraminíferos marinos, sea de ostrácodos de agua salobre y dulce (oogenia de charaphytes, óvulos de una especie de algas), conjunto de fósiles que conduce a la conclusión de que esta mezcla, o más bien aparición alternante de Fauna marina y flora de agua salobreña y dulce, indica ambientes marinos sublitorales y continentales. El estado de conservación de los microfósiles es muy variado; ciertas especies mal conservadas hacen la impresión de que provienen de sedimentos repetidamente revueltos y depositados, y otros de conservación perfecta no dejan ninguna duda de su origen autóctono.

Una asociación de foraminíferos, junto con el género Rzehakina, que no fue encontrada en la infrayacente caliza de Napo, se considera como autóctona y característica de la formación Tena.

Puesto que H.E. Thalmann (Lit. N° 34, 1946), de acuerdo con sus investigaciones en la Península de Sta. Elena, confina la Rzehakina a los pisos superiores del Cretáceo y a los mas inferiores del Terciario, la edad geológica de la formación Tena puede ser aceptablemente determinada como Senoniana o Paleocénica, sin que ninguna otra comprobación mejor fundada sea practicable.

Según todo eso, se concluye que los sedimentos de la formación Tena fueron depositados en ambientes intermitentes de agua salobreña y dulce, alternantes con intrusiones cortas de agua marina, las que ocurrieron especialmente en tiempos que corresponden a los pisos inferiores de los red-beds.

La formación Tena ha sido correlacionada por A.A. Olsson (Lit. N° 74, 1956, p. 307) con la formación Rumiyacu de la cuenca del Río Putumayo, en el Suroriente de Colombia.

H.J. Tschopp opina (Lit. N° 139, 1953, p. 2329) que la formación Tena muestra ciertas afinidades con los pisos Vivián y Cachiyacu de la secuencia Contanama (Lit. N° 49, Kummel, 1948) del Oriente Peruano.

Es muy interesante que la formación Tena se asemeja mucho, petrológicamente, a los red-beds de la formación Guaduas del Cretáceo superior y Terciario inferior de la Cordillera Oriental de Colombia. Los afloramientos de Guaduas en el altiplano de Bogotá y en la depresión del río Magdalena las menciona A.A. Olsson (Lit. N° 74, 1956, p. 305 y 312) y las juzga de una formación de transición entre los superiores pisos cretácicos verdaderamente marinos y los depósitos superpuestos continentales del Terciario.

J.T. Singewald (Lit. N° 117, 1927, pp. 447-464) informa acerca de una extensa formación de red-beds, que se despliega de las regiones del Napo superior hacia el Sur, pasando el Pongo de Manseriche, por las vertientes orientales de la Cordillera Oriental del Perú. Estas “Capas Rojas” (Lit. N° 5, 1957, pp. 61-63) las consideran los diferentes autores como del Senoniano hasta el Paleoceno.

Resumiendo las opiniones referidas, parece admisible suponer que la formación Tena debe ser correlacionada con las formaciones de Guaduas en la Cordillera Oriental de Colombia y la formación de Capas Rojas de las estribaciones orientales de la Cordillera Oriental del Perú, ya que los afloramientos Tena marginan, en primer lugar, los flancos orientales de los abovedamientos de Napo-Galeras y de Cutucú, los que representan una cordillera oriental ecuatoriana de desarrollo rudimentario, y por eso un eslabón ecuatoriano entre las cordilleras orientales colombiana y peruana.

Las areniscas de los pisos inferiores de la formación Tena manifiestan en unos lugares impregnaciones de petróleo o indicaciones de olor respectivo, por ejemplo, en los afloramientos del río Chapiza, del Mirador de Puyo y del flanco oriental del abovedamiento Napo-Galeras, además en las perforaciones Oglán y Tiputini. En cambio, las perforaciones Cangaime y Macuma revelaron indicaciones de petróleo sólo en las areniscas superiores.

La apreciación de las indicaciones de petróleo en las formaciones cretácicas del Oriente la resumió Tschopp en el inciso "Indications of oil" (Lit. N° 139, 1953, p. 2324) cuya traducción al español dice así:

"Las lutitas negras son, comúnmente, bituminosas. Petróleo pesado se encuentra con frecuencia en las calizas, pero restringido a las acumulaciones de fósiles y lumachelas, o a fisuras y fracturas de las rocas; las areniscas glauconíticas muestran, por regla general, algunas impregnaciones, pero la saturación varía dentro de límites amplios según la porosidad y permeabilidad de la arenisca. Aunque en el sitio Timburicocha, sobre el alto río Payamino, el gas emana fuertemente de las areniscas de la formación Napo inferior, sólo pequeñas cantidades de gas fueron encontradas junto con el petróleo en las perforaciones mismas. No existe ninguna duda de que la formación Caliza de Napo exhibe las características de una roca matriz de petróleo".

Las impregnaciones de petróleo, numerosas y, en muchos lugares ricas, no tienen sin embargo ningún valor económico a juicio de la Shell, a pesar de que, a simple vista, impresionan mucho. Según los geólogos de esta Compañía, este reconocimiento ha sido comprobado especialmente por los diversos resultados de las perforaciones (1).[2]

Respecto a la calidad del petróleo captado (Lit. N° 139, p. 2340) existen anotaciones interesantes. Por ejemplo, el petróleo de las calizas es más pesado que el de las areniscas.

En las formaciones Hollín, Napo y Tena se han acumulado residuos negros pesados de petróleo aparentemente privados de todas sus substancias volátiles. En cambio, los petróleos de la parte inferior de la formación Napo, en las perforaciones de Vuano y Oglán, aun en conexión con el agua conativa excesivamente salina, y muéstranse por eso menos alterados. Pero las ganancias de su destilación han quedado muy bajas.

La compañía petrolera Shell, en unión con la Standard Oil, se ha reservado concesiones para la exploración futura de extensas áreas del Oriente ecuatoriano.

b) El Litoral

La Cordillera Real ha formado, durante el Mesozoico, un importante umbral de facies entre el Este y Oeste del país. El Oeste comprende la región geosinclinal propiamente dicha (eugeosinclinal) de la Cordillera Occidental, en cuanto se trata de la fase larámica de la orogénesis neoandídica, y además el Litoral que, a su vez, ha desempeñado un papel especial por la constitución del parageosinclinal terciario, denominado por W.E. Nygren geosinclinal de Bolívar (Lit. N° 70, 1950).

---

(1) NOTA. Actualmente la Texaco de Colombia ha obtenido una extensa concesión de exploración y explotación en el Norte del Oriente ecuatoriano, en la zona del río San Miguel de Sucumbíos que linda con las promisoras regiones de Colombia en el Putumayo.

La diferencia esencial entre las facies oriental y occidental del Cretáceo reside no sólo en el **habitus** petrológico geológico completamente diferente en ambos lados, sino también en la presencia de un potente magmatismo inicial al lado occidental de la Cordillera Real, magmatismo que falta a la facies oriental del Cretáceo. Las acumulaciones volcánicas de la formación Mishahuallí (Chapiza superior del Jurásico superior) corresponderían mejor a un magmatismo subsecuente de una fase orogénica que causó el plegamiento de la formación Santiago (Liásico del Jurásico inferior). Respecto a esta fase H.J. Tschopp (Lit. N°139, 1953, p. 2316) no intenta establecer relaciones con uno u otro de los acaecimientos orogénicos conocidos de los Andes. También A.G. Fischer (Lit. N° 30, 1956, p.85) menciona esta fase importante del Noroeste peruano, pero sin correlacionarla con otras fases orogénicas andinas. En cambio H. Gerth (Lit. N° 31, 1955, p.238) se refiere a una fase orogénica del Jurásico superior como fase adelantada de la era neoandídica.

La facies sedimentaria occidental se destaca por un desarrollo sorprendentemente silíceo de las lutitas; sus pisos pertenecen sólo al Cretáceo superior, pues el Oeste carece del Albiano y el Aptiano del Cretáceo inferior, que en el Oriente constituyen la Caliza de Napo y la Arenisca de Hollín.

Las Formaciones cretácicas del Litoral comprenden así los periodos del Cretáceo superior, a saber, el Cenomaniano, Turoniano y Senoniano que habían quedado en cierto sentido separadas del propio geosinclinal (eugeosinclinal) del cual nació la Cordillera Occidental, a causa de las condiciones tectónicas del Litoral. Sin embargo, han sufrido disturbaciones considerables relacionadas con losa acaecimientos orogénicos como las repercusiones de la fase larámica de la era neoandídica.

La base de las formaciones cretácicas está integrada por un manto de material volcánico con intercalaciones de escasos estratos marinos, que los geólogos de la International Ecuatorian Petroleum Co. han denominado formación Piñón (Lit. N° 59, Marks, 1956). Con aparente concordancia se superponen las formaciones cretácicas Callo, (Cayo) inclusive la subformación Calentura y Guayaquil.

Jurásico superior (?) a Cretáceo inferior: formación Piñón

Siguiendo la descripción de J.G. Marks (Lit. N° 59, 1956, pp. 277-279), la composición petrológica de la formación Piñón está caracterizada por acumulaciones macizas o clásticas de material volcánico muy variado, de lavas básicas (Diabasas, Doleritas y basaltos), lavas y masas piroclásticas intermedias y ácidas; porfiritas y porfiritas cuarcíferas están entremezcladas con los correspondientes derivados piroclásticos toscamente estratificados, con brechas dioríticas y conglomerados, areniscas y lutitas endurecidas en menor escala.

La formación aflora, en primer lugar, en los declives y regiones piedemonteses septentrionales de las cordilleras Chongón y Colonche; además, en los cerros de Hoya al SE de Manta y en el Norte de la provincia de Manabí: en los cerros de Canoa, las montañas de Jama y los cerros de Coaque, regularmente en unión con reducidos estratos de la Formación Callo (Cayo) los cuales a veces, como en los afloramientos esporádicos del río Verde, apenas se distinguen de los piroclastos de la formación Piñón.

J.G. Marks cree, que la formación pertenezca al Cretáceo y talvez, en parte, al Jurásico a causa de la concordancia aparente con las superpuestas formaciones cretácicas, (Lit. N° 59, 1956, p1. 1, pp. 248-249 y pp. 278-379).

Rocas más antiguas que las de la formación Piñón no aparecen en el Litoral sino en los aislados afloramientos de pizarras paleozoicas bien plegadas de Punta Piedra, sobre el río Guayas y los cerros de Masvale. Tienden a la conclusión de que forman elevaciones de la antigua penillanura varística sobre la cual se había depositado la formación Piñón. Por eso se debe admitir que la formación Piñón o partes de ella han participado en la composición de la formación Diabasa-Porfirita de la Cordillera Occidental, porque allá afloran pizarras paleozoicas aprisionadas entre las rocas volcánicas básicas de la mencionada formación y los demás estratos plegados y dislocados, como indicios de que la base del geosinclinal está constituida por las pizarras paleozoicas, componentes esenciales de la penillanura varística. De este modo las rocas volcánicas de la formación Diabasa-Porfirita, en parte, podrían ser representadas también por miembros de la formación Piñón.

Las andesitas y rocas piroclásticas andesíticas, que según las investigaciones de la International Ecuatorian Petroleum Co. (I.E.P.C.) constituyen en el Litoral septentrional el basamento del Terciario, se consideran como porfiritas de la formación Piñón, porque en aquella región faltan los sedimentos del Paleoceno y Eoceno inferior, y los depósitos del Eoceno medio reposan inmediatamente sobre el basamento volcánico.

El Litoral del Ecuador ocupa en la costa occidental del continente una posición singular por su anchura extraordinaria.

A lo largo del 1° grado de latitud Sur, mide doscientos kilómetros entre el cabo de San Lorenzo y la Cordillera Occidental. Al pie de las montañas andinas se prolonga de Norte a Sur la depresión del parageosinclinal terciario Bolívar (Lit. N° 70, W.E. Nygren, 1950). Toda la región había quedado fuera del plegamiento del eugeosinclinal neoandídico y por eso su límite oriental, no sólo geográfico sino también tectónico, lo representa la Cordillera Occidental.

Aunque las formaciones terciaras ocupen la mayor parte de la superficie del Litoral, las cordilleras bajas de los bordes costeros occidentales y suroccidentales exhiben, en primer lugar, sedimentos marinos del Cretáceo, los cuales se apoyan sobre el manto volcánico de la formación Piñón. Asimismo, tierra adentro, las perforaciones de la I.E.P.C. han comprobado que la base de los sedimentos cretácicos o terciarios está representada por la formación volcánica Piñón, que cubre la plataforma paleozoica, de origen varístico, en el subsuelo del Litoral.

En el transcurso de los acontecimientos tectónicos del Terciario, las cordilleras monoclinales de Chongón y Colonche y los cerros de la Hoja, de Jama y de Coaque, que son los restos de serranías posteriormente fragmentadas, fueron elevados y sobrepuestos encima del borde del manto volcánico Piñón y su base, la plataforma, que constituye un segmento del antiguo continente varístico.

Cretáceo superior: Formaciones Callo (Cayo) (con subformación Calentura) y Guayaquil.

La formación Callo (Cayo) en general, comprende una serie de compactas lutitas silíceas de estratificación delgada y color amarillento claro, y de areniscas silíceas, tobáceas y brechosas de color verdusco oscuro, con intercalaciones de tobas silicificadas duras. Recibió su denominación de los geólogos de la I.E.P.C. de acuerdo con su afloramiento típico cerca del Puerto de Callo (Cayo), en la costa de la provincia de Manabí.

Los afloramientos principales de la formación se observan en las cordilleras de Chongón y Colonche y su prolongación al Este de Guayaquil, en las colinas de Durán. Esporádicamente afloran, entre el río Guayas y la Cordillera Occidental, en las montañas de Taura y Masvale; además en el río Paco, cerca de Pascuales; en la provincia de Manabí, en los cerros de la Hoya y de Coaque y en las montañas de Jama. Todos los afloramientos mencionados se encuentran unidos con la formación Piñón, que les ha servido de base. Como vértice de un anticlinal aparecen, en la provincia de Esmeraldas, al Este del pueblo Businga, situado sobre el codo del río Verde, estratos de la Formación Callo poco distinguibles de las rocas subyacentes, piroclásticos, y lávicos de la serie volcánica de Piñón.

La Formación Callo (Cayo) alcanza su mayor espesor en las cordilleras de Chongón y Colonche, donde en unos lugares sobrepasa los 3000 metros; en cambio, disminuye considerablemente en la provincia de Manabí, y aún más hacia el Norte.

En la cercanía de Pascuales afloran diabasas de la formación Piñón. Hacia el Sureste, se ocultan debajo de calizas estratificadas en capas delgadas de color gris azulado y de lutitas laminadas, amarillento-parduscas de la Formación Callo. Las diabasas y sus piroclastos emergen de los sedimentos miocénicos en forma de cadenas de colinas bajas, para hundirse en dirección Oeste debajo del Cerro Azul, que es parte culminante de la Cordillera de Chongón, integrada de rocas de la Formación Callo y Guayaquil. Al pie del flanco occidental del Cerro Azul, se superpone con un hiatus sedimentario la caliza de San Eduardo (Eoceno medio).

El espesor visible de la Formación Callo asciende, en esta zona, a 800 metros, y el de la Formación Guayaquil a 300 metros. A partir de la ensillada de Huaicu de Mongo, en la cima del Cerro Azul, y bajando en dirección Sursuroeste, afloran paquetes de estratos concordantes de rumbo N65-70°O y buzamiento de 20-25° hacia el SSO. En la altura se presentan arcillas silíceas laminadas de 85 metros de espesor. Más hacia abajo están cubiertas por una capa conglomerática de 10 metros que forma la base de una serie de areniscas glauconíticas de grano que varía de medio a fino, en bancos de diferente grosor, todas de color verdusco oscuro, de espesor total de 300 metros, con intercalaciones de capas delgadas de toba endurecida oscura y de lutita laminada silícea, que incluye las características concreciones calcedónicas alargadas y agrupadas a lo largo de una línea céntrica del estrato. Siguen otras capas de lutitas silíceas de 350 metros de espesor pertenecientes ya a la Formación Guayaquil. Hacia el Suroeste están separadas del complejo anterior, por un vallecito longitudinal las bancadas de la Caliza San Eduardo del Eoceno medio. Se nota la falta del Eoceno inferior por interposición de un hiato en la sedimentación o intervención de la erosión en esta zona. Las calizas forman el borde Suroeste del Cerro Azul y a la vez de las cordilleras de Chongón y Colonche.

Cerca de Puerto de Callo, en la costa de la provincia de Manabí, el afloramiento de las series de Callo se presenta aún más completo por las intercalaciones frecuentes de tobas silicificadas y areniscas brechosas y tobáceas.

En muchas secciones de la formación se ha encontrado sólo los caparazones silíceos de los radiolarios. Las agrupaciones de foraminíferos, reducidas a singulares pisos, no fueron lo suficientemente características para la determinación precisa de la edad. Sin embargo, las investigaciones microscópicas suministraron a H.E. Thalmann puntos de partida que le permitieron atribuir la formación Callo en su parte principal al Senoniano (Lit. N° 134, 1946, p. 343).

Las capas basales de la Formación Callo, denominadas subformación Calentura ("Calentura member" de los geólogos de la I.E.P.C., Lit. N° 59, 1956, p. 280) están descubiertas en la antigua cantera de Calentura, al Noreste de Guayaquil, a una distancia de nueve kilómetros en el río Babahoyo; afloran también en el río Paco, de la región de Pascuales, y contienen una rica fauna fósil de moluscos y foraminíferos. Las partes inferiores se componen, en la sección de la cantera de Calentura, de pizarras silíceas, margosas y calcáreas de color entre gris oscuro y negro, caracterizadas por una fauna enana de Guembelinas, Globigerinas y radiolarios.

Teodoro Wolf (Lit. N° 148, 1892, p. 242) había encontrado, en los adoquines del antiguo empedrado de Guayaquil, las conchas fósiles de Inoceramus roemeri Karst y de Inoceramus plicatus d'Orb., sin que hubiera logrado localizar la procedencia de estos fósiles tan importantes para la determinación precisa de la edad geológica de esta subformación y de las formaciones de este período en general, que distinguen las características colinas de Guayaquil. Realmente estas conchas se hallan en la cantera de Calentura y en otros lugares más (río Paco p.e.) junto con la otra especie Inoceramus striatus-concentricuts Guembel.

Aparte de los moluscos fósiles, existe en la misma subformación Calentura, cerca del río Paco, una fauna fósil considerable de foraminíferos, entre los cuales H.E. Thalmann (Lit. N° 134, 1946a) encontró Globotruncana renzi Thalm. Considerando la edad de los Inoceramus como turoniana superior y la de la Globotruncana como cenomaniana superior, la subformación Calentura comprende el Cenomaniense superior hasta el Turoniense superior, inclusive. El mismo autor hace constar que, según los hallazgos de los fósiles, la subformación Calentura representa el equivalente temporal de la secuencia superior de la formación Caliza de Napo, en el Oriente.

La edad geológica de la entera Formación Callo (inclusive la subformación Calentura) toca, según H.E. Thalmann (Lit. Nrs. 134, 1946, pp. 342 y 343) el Cenomaniano, Turoniano y Senoniano, comprendiendo la mayor parte de la Formación Callo, en primero lugar el Senoniano, sin que fuera posible atribuir los singulares pisos al Coniaciense, Santoniense o Campaniense, por falta de fósiles bien determinables.

Las formaciones marinas Palmira y Guadalupe (lutitas y areniscas silíceas) de Colombia equivalen a la Formación Callo y a la subformación Calentura.

La **Formación Guayaquil** representa la parte superior de los sedimentos neocretácicos. La denominación "Guayaquil limestone" (Caliza de Guayaquil) de G. Sheppard (Lit. N° 114, 1937, pp. 102-107) hay que suprimirla, porque anteriormente este autor la aplicó erróneamente, en parte a las lutitas silíceas de la Formación Guayaquil y, a la vez, a la Caliza de San Eduardo.

Hacia arriba, la Formación Callo se convierte en la conocida secuencia de laminadas lutitas tobáceas silicificadas, que forman las elevaciones de Santa Ana al Norte de Guayaquil y por eso han recibido de los geólogos de la I.E.P.C. el nombre de la Formación Guayaquil.

Las lutitas chérticas de las capas delgadas amerillento-claro, contienen concreciones calcedónicas (chert) alargadas y agrupadas con el plano central de los estratos. A veces las concreciones adoptan formas de esferas, constituidas por capitas esféricas alternantemente oscuras, grises y blancas, concéntricamente dispuestas: los “Augenchert” de G. Sheppard (Lit. N° 114, 1937, p. 208).

Entre las lutitas silíceas, duras y resquebrajosas, se intercalan capas delgadas de tobas endurecidas y pizarras arcillosas de color gris y negro y, localmente, también estratos tenues de arenisca volcánica.

En primer lugar, la Formación Guayaquil se extiende por una faja de afloramientos en los declives suroccidentales de las cordilleras de Chongón y Colonche, con espesores maximales de 700 metros, a partir de Guayaquil hasta el río de la Pampa, afluente del río Javitas cerca del pueblo de Colonche. Además, afloran las lutitas chérticas en las colinas aisladas de Durán, al Este de Guayaquil; en los cerros de Taura, en las elevaciones de Isera cerca de Colonche y, en la Península de Santa Elena, en los bloques fallados del extremo septentrional de los Cerros de Estancia. Corresponden también a los afloramientos descritos por G. Sheppard (Lit. N° 114, 1937, pp. 199-245) como “Santa Elena cherts” (Isla de la Plata, Punta Callo e Isla de Callo, Punta Salango, Punta Ayampe, la Puntilla y varios lugares de la Península de Santa Elena, como San Vicente, Cerros de Saya, Cerro Alto, Manantial y otros más).

G. Sheppard ha explicado el proceso de silicificación como acción neumatolítica-Termal de masas magmáticas, que han penetrado los sedimentos de la zona, fuertemente quebrantadas y dislocadas (Lit. N° 114, 1937, p. 199).

Otros autores opinan, que el contenido de sílice del agua marina y los caparazones de los radiolarios, además de la sílice del material sedimentario mismo, han causado la silicificación de los estratos y dado el origen a las concreciones silíceas.

En la provincia de Manabí, las series de las capas delgadas chérticas, lutitas tobáceas y silíceas afloran en los cortes de los ríos Mariano y Viti, y a lo largo de las montañas de Jama, Mache y Coaque, siempre en unión con las formaciones Callo y Piñón, que a veces se entremezclan tanto que parece difícil distinguir una de otra. Sólo algunos afloramientos aislados de la formación Guayaquil han sido observados por los geólogos de la I.E.P.C. en la provincia de Esmeraldas, cerca de Punta Ostiones, en el estero África y entre los ríos Calope y Verde, al SE de la ciudad de Esmeraldas, en unión con rocas piroclásticas de la formación Piñón. Allá se presentan tobas endurecidas de color amarillento sucio en capas macizas, estratos tobáceos y chérticos con areniscas silíceas en menor escala.

H.E. Thalmann (Lit. N° 134, 1946a, p. 344) dice que, para la determinación cronológica de la formación, el foraminífero Siphogeneroides clarki Cushman y Campbell es la especie más significativa, porque, a pesar de su escasa propagación, representa el principal de los foraminíferos característicos de la formación Guayaquil y le permite colocar la formación en el Maastrichtiense del Neocretáceo. La pobreza de fósiles determinables, en especial de foraminíferos, se explica como consecuencia del alto contenido de sílice en el agua marina y en las tobas depositadas, circunstancias que han sido, sin duda, factores destructivos ecológicos en la biofacies de los sedimentos.

Sin embargo, Thalmann concluye que la secuencia sedimentaria del Cretáceo superior, a saber, de las Formaciones Calentura, Callo y Guayaquil, aparentemente es completa y comprende sedimentos del Cenomaniense hasta el Maastrichtiense inclusive.

El creciente volcanismo del Cretáceo superior está relacionado con los movimientos orogénicos en el vecino geosinclinal neoandídico de la posterior Cordillera Occidental en estado naciente, y ha sido la causa del aumento progresivo del material piroclástico en la composición de los sedimentos a partir de la Formación Callo, hasta la preponderancia de las tobas volcánicas en los estratos silicificados de la Formación Guayaquil.

También H.T Tschopp (Lit. N° 138, 1948, p.41) afirma que “en el tiempo posturoniano (Cretáceo superior) debe haberse desarrollado un volcanismo intenso (facies piroclástica de la Formación Callo) en el Litoral mismo y encima de las primeras elevaciones andinas”. Además de ello, los depósitos de la siguiente formación Guayaquil han resultado asimismo de las convulsiones volcánicas continuadas. Sus productos encontraron su sedimentación igualmente en el espacio geosinclinal mismo de la Cordillera Occidental.

Los cerros de Azúcar y Estancia, a unos 40 kilómetros al Suroeste de Santa Elena, presentan dispositivos complejos de fallamiento en bloques. Se componen en su mayor parte de areniscas y lutitas, cuya edad H.E. Thalmann (Lit. N° 134, 1946a, p.347) determinó como del Damiense superior (Neocretáceo) y principalmente del Paleoceno. De la misma edad son las formaciones “San José sandstones” (Areniscas de San José) y “San José sales” (Lutitas de San José) del campo petrolífero de Ancón y reveladas en las secciones inferiores de unas perforaciones de la I.E.P.C.

Aunque estas formaciones albergan en sus estratos basales faunas mixtas del Neocretáceo y del Eoterciario, sin embargo, pertenecen en su mayor parte al Terciario y por eso serán tratadas en el capítulo del Cenozoico.

Equivalente a la misma edad es, en Colombia, según H.E. Thalmann, la formación Umir-Guaduas.

A.A. Olsson (Lit. N° 74, 1956, p. 306) describe una zona a lo largo de la costa occidental de Colombia y compara una serie de rocas ígneas mezcladas con capas tobáceas y chérticas, p.e. de Barbacos sobre el río Patia, con la secuencia Callo-Guayaquil. Hace también mención de estratos chérticos en muchos lugares del distrito Sinú, algo más al Norte del sitio anterior, pero todos en los declives exteriores de la Cordillera Occidental colombiana.

c) La Sierra

Cretáceo inferior: Formación Diabasa-Porfirita del magmatismo inicial neoandídico.

El aspecto geológico de la Cordillera Occidental lo caracterizan extensísimos complejos volcánicos de tipo básico hasta intermedio. Prevalecen las diabasas y las correspondientes tobas fuertemente endurecidas, de estratificación poco desarrollada. Con frecuencia se añaden, en mayor o menor escala, porfiritas, a veces en tránsito a tipos aun más ácidos, como porfiritas cuarcíferas y pórfidos monzoníticos cuarcíferos.

Por la cloritización entera o parcial de sus masas fundamentales y demás componentes minerales máficos, especialmente de la masa vítrea de la roca, muestran colores característicos, en general, verduscos hasta aun azulados o parduscos, gris oscuros y negros de las rocas no afectadas por la descomposición.

Todo el conjunto ha sido denominado anteriormente formación diabásica (Lit. N° 99, 1950 y N° 103, 1957, p. 28) y a causa de que las porfiritas predominan en varios lugares, la denominación fue ampliada y cambiada en Formación Diabasa-Porfirita. Sus lavas y masas piroclásticas fueron implicadas en el plegamiento y levantamiento neoandídico de la Cordillera Occidental y del Sistema Montañoso interandino del extremo Sur del país, de modo que los superpuestos sedimentos cretácicos del Cenomaniano hasta Senoniano (Maastrichtiense) han sido enclavados entre las diabasas y porfiritas. Por esta posición estratigráfica la formación se atribuye al Cretácico inferior y figura así el magmatismo inicial, porque las erupciones de la Formación Diabasa-Porfirita se originaron a principios del proceso geosinclinal, a saber, al iniciarse el hundimiento de la artesa geosinclinal.

Ya en los capítulos anteriores se ha mencionado que, probablemente, la Formación Piñón había participado, en cierto grado, en la preparación del fondo del geosinclinal neoandídico de la Cordillera Occidental al constituir la cubierta de la antigua penillanura varística que, parcialmente, había sido regenerada y transformada, en el espacio eugeosinclinal, del cual nació la cordillera.

La Formación Diabasa-Porfirita del magmatismo inicial reemplaza, como hemos visto, los sedimentos del Cretáceo inferior, como ocurre también en las cordilleras occidentales de los países vecinos (Lit. Nrs. 120, 1929, pp. 180-181, “Formación Diabasa-Meláfido” de G. Steinmann; 5, 1957, Mem. expl. del mapa geol. del Perú; 31, H. Gerth, 1955, pp. 136-138).

Puesto que las diabasas están inmediatamente acompañadas e intercaladas por los sedimentos marinos cretácicos, se deduce, que su deposición en el lugar, entre o debajo de los sedimentos marinos del mar cretácico, se había realizado abrigada por la cubierta del agua marina. Según las investigaciones actuales del Profesor Dr. Hentschel de la Universidad de Maguncia, la presencia del agua marina en el proceso de cloritización de las diabasas tiene una importancia decisiva para originar la clorita. Así es posible explicar el hecho de que en unos sitios de lavas básicas exhiben el color verde oscuro característico de la diabasa cloritizada y en otros han adquirido colores rojizos parduscos o también manteniendo su color gris negro original de meláfido, ya que los colores indican el diferente modo de depositarse la efusión de las lavas, de acuerdo con las circunstancias paleogeográficas de aquel período; eso quiere decir: las lavas básicas representan erupciones, sea submarinas (diabasa), sea continentales (meláfido).

En la descripción siguiente de una serie de especímenes de la Formación Diabasa-Porfirita, recogidos en la Cordillera Occidental, se manifiesta la gran variabilidad de su constitución estructural microscópica, ocultada bajo un aspecto monótono superficial. Tiene su origen no sólo en las condiciones reinantes en las diferentes localidades durante el transcurso de la solidificación de la lava, sino también en el proceso de diferenciación del magma mismo.

Los componentes minerales están en estado de mayor o menor descomposición. La augita, la hornblenda y el vidrio han producido en este proceso y bajo la influencia del agua marina la clorita verde amarillenta, en cambio, los feldespatos han sufrido la transformación en agregados de caolín, sericita y calcita; los resultados de la investigación microscópica fueron tomados de trabajos inéditos del autor y de las obras indicadas en Lit. Nrs. 25, 35, 46 y 47.

Los lugares de donde provienen las muestras examinadas se agrupan a lo largo de la Cordillera Occidental, a partir de la frontera Norte.

Río Mataje (canto rodado)

Porfirita augítica de color verdusco oscuro, ligeramente fajada. Pequeños fenocristales de augita en la masa fundamental, de estructura pilotaxítica hasta traquítica. Textura paralela de listoncitos finos de plagioclasa, intermezclados con pequeños granos de augita. Las fajas oscuras se ponen de relieve por su gran contenido de cristalitos negros de magnetita.

Piñán (cordillera)

Diabasa compacta de color verdusco, de grano fino. Estructura ofítica muy típica, de listoncitos de plagioclasa agrupados en direcciones divergentes con augita insertada en los intersticios triangulares. Pocos granos aislados de magnetita.

Diabasa porfirítica de color verdusco oscuro, del tipo de espilita. Estructura pilotaxítica.

Montañas al Oeste de Calacalí

Diabasa porfirítica de color verde oscuro con fenocristales pequeños de augita en la masa fundamental compacta. Estructura porfídica y masa fundamental pilotaxítica.

Unión del río Volcán con el río Blanco (Oeste de Quito)

Porfirita hornbléndica de color gris verdusco con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y, a veces, de cuarzo. Estructura porfídica pilotaxítica. Gemelación albítica de los fenocristales de plagioclasa. La hornblenda parcialmente transformada en uralita.

Río Saloya al Oeste de Quito

Porfirita hornbléndica. Masa fundamental compacta de color verdusco claro con fenocristales grandes de hornblenda negra (hasta de 3cm de largo). Numerosos fenocristales pequeños de plagioclasa (oligoclasa-andesina) blanca turbia. Reducidas aglomeraciones de calcita en pequeñas cavidades aisladas, como productos de descomposición.

Brecha diabásica de color verdusco. Aglomeración cementada de fragmentos angulares de diferente grosor, provenientes de variados tipos de diabasa ofítica, hasta afanítica, con cemento clorítico.

Río Silante y San Lorenzo (Suroeste de Quito)

Porfiritas augíticas, hornbléndicas y biotíticas, de colores gris y gris pardusco, según predominen fenocristales de augita, hornblenda o biotita. En el último caso se asocian fenocristales de cuarzo. Todas las variedades muestran, además de los fenocristales característicos, también cristales de plagioclasa. Estructura de la masa fundamental pilotaxítica o de granulación fina.

Carretera Zumbahua-Macuchi

Pilaló

Porfirita de aspecto llamativo por los grandes fenocristales de plagioclasa redondeada (1 a 2 centímetros de diámetro) de color verde claro en masa fundamental pardusca oscura. Estructura pilotaxítica de la masa fundamental, salpicada de polvo de magnetita negra. Los listoncitos de feldespato con extremos bifurcados sin gemelación. Los fenocristales de labradorita-bitownita, casi completamente descompuestos, tienen forma prismática tosca.

Macuchi (alrededores)

Diabasa cuprífera compacta de color gris verdusco oscuro. Estructura afanítica. En las grietas finas se han depositado secundariamente cristales microscópicos de calcita y hojitas de cobre nativo apenas distinguibles a simple vista. La presencia de cobre está relacionada con la vecindad del yacimiento hidrotermal de minerales cupríferos.

Diabasa granulosa de color verdusco oscuro con manchitas negras. Estructura ofítica en transición a gabroica. Listones de plagioclasa toscos (oligoclasa-andesina) agrupados en triángulos; augita insertada entre ellos, en estado de cloritización. Granos esporádicos de magnetita.

Tingo, el Oeste de Macuchi

Diabasas de color verdusco oscuro. Estructura ofítica. Augita y vidrio transformado en clorita, insertados en los intersticios triangulares entre los listoncitos cruzados de plagioclasa. Pequeñas cavidades aisladas, rellenadas de agregados de calcita secundaria. Granos finos de magnetita igualmente diseminados.

Guaranda, río Salinas (Socavón)

Diabasa dolerítica de color verdusco. Estructura ofítica distinguible a simple vista, en transición a estructura granudo-gabroica. Listones toscos de plagioclasa (labradorita) entrecruzados; entre ellos, augita uralizada y partículas finas de cuarzo y clorita.

San Miguel – Gualasay (al Sureste de Guaranda)

Toba porfirítica cuarcífera, bien endurecida, de color gris verdusco, de fajas claras y oscuras, poco distintas, indicando la sedimentación del material volcánico suelto, fino. Fragmentos de cuarzo entre los demás granos microscópicos de descomposición más completa.

En la **región de Zaruma** la Formación Diabasa-Porfirita ha despertado interés especial. Allá constituye las rocas porfiríticas adyacentes a los filones auríferos, que se han originado en dependencia de intrusiones plutónicas de granodiorita del Terciario. P. Billingsley (Lit. N° 11, 1926) distingue tres mantos de estas rocas volcánicas, uno puesto sobre otro, cuyos productos de descomposición, en la superficie, muestran colores característicos, permitiendo trazar las tres fajas distintas de afloramiento, uno al lado de otro, de dirección NNO-SSE. Los mantos, entre sí subparalelos, buzan con 45° hacia SO y se componen de derrames lávicos, brechas y aglomerados volcánicos de colores originales gris y verdusco.

El manto inferior llamado "Muluncay-series", en general, forma el límite oriental de la zona aurífera. Según el mapa de P. Billingsley sólo pocos filones auríferos aparecen en esta zona, en primer lugar, los que dependen de la intrusión más moderna, es decir de la Formación "Riolita de Zaruma Urcu" ("Zaruma Urcu Rhyolite") y de la intrusión "Minas Nuevas" ("Minas Nuevas Intrusive") 8 kilómetros al NNO de Zaruma.

Casi la totalidad de los filones afloran en el manto intermedio de las "Portovelo series". En ellas terminaron los extremos superiores de las intrusiones granodioríticas, que han suministrado las soluciones mineralizadas para la precipitación de los minerales preciosos de las fisuras en las rocas.

La Formación volcánica-piroclástica de la "Faique-series" constituye la faja occidental que cobija en parte las anteriores.

Todo el conjunto se ha hundido a lo largo de una falla prolongada de dirección NNO-SSE, que toma al Norte y al Sur de la región de Zaruma el rumbo general NO-SE y corta hacia el Sur la zona aurífera, separando marcadamente la depresión del río Calera de las elevaciones occidentales denominada Cordillera Chirchiles, que está integrada de rocas porfiríticas de la Formación Diabasa-Porfirita, denominada aquí por P. Billingsley "Casadero series".

La irrupción de una caudalosa fuente termal de 47° de temperatura en la galería inferior del filón "Soroche", hecho acaecido a 12 de Diciembre de 1944, aceleró el fin de la explotación de las famosas minas de Zaruma ya en estado de agotamiento en aquel entonces.

Es de suponer que los espesores de la Formación Diabasa-Porfirita, en muchas regiones, han de ser enormes. Pero a causa de que, por el plegamiento y las dislocaciones amplias, los mantos de lavas y tobas están comprimidos, acumulados, y duplicados, la determinación aun aproximada de sus espesores originales es imposible.

Muy interesante debe ser el hecho de que las variedades más básicas muestran a veces un pequeño contenido de níquel que en unos lugares asciende a 0.4 por ciento.

Según las investigaciones de G. Steinmann (Lit. N° 120, 1929, pp. 88 y 89) en el Perú, la formación Diabasa-Meláfido, equivalente a la formación Diabasa-Porfirita del Ecuador, en parte substituye los sedimentos normales, sea del Cretáceo inferior sea del mediano. Pero sus afloramientos se reducen a ciertas regiones de la Cordillera Occidental peruana y faltan por completo en la Oriental. Aquí, en el país, la extensión superficial de la Formación volcánica Diabasa-Porfirita sobrepasa grandemente la de los sedimentos cretácicos de nuestra Cordillera Occidental.

Las Formaciones sedimentarias del Cretáceo de la Sierra

Ya T. Wolf (Lit N° 148, 1892) había hecho la observación justa de que la Cordillera Occidental está integrada en su mayor parte de rocas eruptivas y sedimentarias del Cretáceo, y por eso se distingue esencialmente de la Cordillera Real. Pero en su mapita geológico, que se encuentra añadido a su obra “Geografía y Geología del Ecuador”, ha concedido a los sedimentos cretácicos una superficie mucho más amplia que la que ocupan en realidad. Como hemos visto, predominan grandemente las rocas de origen volcánico.

Los sedimentos en cuestión han sido fuertemente plegados y dislocados y afloran en zonas alargadas relativamente estrechas. Fueron comprimidos, implicados e intercalados entre las masas volcánicas, plegadas, falladas y erguidas de la Formación Diabasa-Porfirita y aun restos reducidos han escapado de la siguiente erosión y denudación. Comprenden conglomerados, areniscas, lutitas laminadas y pizarrosas, muchas veces silíceas; calizas oscuras, a menudo cristalizadas y margas duras de color oscuro. Son equivalentes a las formaciones Callo y Guayaquil del Litoral. Las fajas orientales de la cordillera se las atribuye al Maastrichtiense del Cretáceo superior (Lit. N° 131, 1943 y N° 134, 1946a).

Algunos batolitos de diorita y granodiorita se han introducido longitudinalmente en los núcleos de los pliegues; pero carecen completamente de indicios de la presión orogénica. Al contrario, han producido efectos de metamorfosis de contacto o de mineralización en las rocas desplazadas adyacentes. Por eso su intrusión ha tenido lugar al fin del Paleógeno, es decir, después del plegamiento de la cordillera. Representa por eso el magmatismo orogénico tardío.

Las condiciones geológicas se ofrecen mejor al estudio en los cortes a lo largo de las carreteras y caminos que atraviesan la Cordillera Occidental.

En el Norte del país, los productos del volcanismo neoterciario y cuaternario cubren los declives interiores (orientales) de la Cordillera Occidental, a partir de su pie en la depresión interandina, hasta las elevaciones más altas.

Páramo de Piñán

Unos diez kilómetros al Oeste del macizo andesítico oscuro del Yanaurcu que se eleva al Noroeste de Ibarra en la Cordillera Occidental, emergen en el páramo de Piñán las lutitas pizarrosas de color gris amarillento, entre las acumulaciones andesíticas, a la altura de 3480 metros. En la misma zona se encuentran también afloramientos aislados de diabasa y porfirita.

El camino de Otavalo a Apuela y Peñaherrera cruza la cordillera en dirección ONO, perpendicularmente al rumbo general de ella. En la subida se notan las enormes acumulaciones cuaternarias de masas finas y gruesas piroclásticas, depositadas al Sur del potente volcán apagado Cotacachi. Después de haber superado las alturas del paso (3540m) se tropieza con las pizarras arcillosas y parcialmente silíceas de color amarillento del Cretácico superior, muy parecidas a las que se encuentran al Oeste del Yanaurcu. Más abajo, en el declive occidental, entre el sitio El Peligro y el caserío Asabí, un manto andesítico neoterciario oculta el contacto entre las diabasas con el batolito granodiorítico que se descubre a partir de Plaza Gutiérrez (Calvario 2040m), hasta la zona del río Intag y la cordillera de Toisán. Cerca de Plaza Gutiérrez varía algo la composición de la diorita cuarcífera, substituyendo la biotita en gran parte a la hornblenda. En el fondo diorítico del antiguo valle glaciar, los ríos Apuela e Intag han cortado su lecho. El último, en su curso inferior, hace aparecer las rocas características de la Formación Diabasa-Porfirita, entre las cuales están encajadas las pizarras oscuras paleozoicas, que se conocen también en el perfil Riobamba-Guaranda.

En la cercanía de la confluencia de los ríos Llurimagua y Guallabamba, afloran lutitas cretácicas. Unos quince kilómetros al Sureste de Vacas Galindo, pueblo situado sobre el río Intag, pueden hacerse observaciones muy importantes en plena selva de la cordillera. Al borde oriental del batolito granodiorítico, las lutitas del Cretáceo superior muestran, en el contacto inmediato con la granodiorita, fenómenos muy fuertes de metamorfosis; se ha originado una especie de “skarn” por la transformación metasomática de las lutitas calcáreas en una aglomeración de silicatos de hierro, calcio y alumina, caracterizada por cristales de granate del tipo grosularia y andradita. Tenemos aquí la comprobación de que la intrusión del batolito se ha efectuado no antes del fin del Cretáceo. Además, las dioritas de los batolitos carecen de las estructuras realmente cataclásticas que hubiesen de exhibir por las compresiones orogénica sufridas en el caso de su formación anterior a la sedimentación de las lutitas metamorfizadas. Por eso, su edad debe ser menor que la de la fase principal orogénica, es decir del Paleógeno y pertenece en efecto al magmatismo rezagado (cer-orogénico).

Los cortes de la **carretera Cotocollao-Nono-Nanegal** a través de la Cordillera Occidental, al Noroeste de Quito, muestran en las primeras alturas, rocas volcánicas del Cuaternario: andesita piroxénica azulada, aglomerados volcánicos gruesos con tobas, llaman la atención. Después de haber pasado Nono, afloran porfiritas en unión con sus formaciones piroclásticas en distintas variedades pertenecientes a la Formación Diabasa-Porfirita. Más abajo, en el curso superior del río Alambi, aparecen lutitas tobáceas laminadas, bastante plegadas de dirección predominante N10°E y buzamiento mediano a empinado, variando hacia Oeste y Este. Luego a un trecho de alrededor de 500 metros, surge una serie sinclinal de calizas oscuras, estratificadas en bancos delgados y algo gruesos, con intercalaciones tobáceas y arenosas (lado oriental: dirección N10°E, buzamiento 30-45° hacia O; lado occidental N40°O, buzamiento 40° hacia NE).

El conjunto de calizas y lutitas ha recibido el nombre de Formación Alambi-Yunguilla, porque aflora también en los alrededores de este sitio al Norte del río Alambi. Río abajo se presentan lutitas laminadas de color gris amarillento, en parte tobáceas, de las cuales emerge nuevamente la Formación Diabasa-Porfirita. Después sigue una serie de Redbeds arcillosos y lutitas, en alternación, formando pliegues comprimidos y erguidos.

Otra vez con intercalación de lutitas, afloran las diabasas verduscas fuertemente presionadas, que finalmente, en la zona de Nanegal, están reemplazadas por porfiritas de color gris-rojizo; las acompañan aglomerados y tobas endurecidas, entremezcladas con conglomerados cementados y lutitas silíceas. Esta última región se muestra llena de fallas y rupturas.

En las lutitas pizarrosas y rocas calcáreas de la Formación Alambi-Yunguilla, H.E. Thalmann determinó la presencia de Siphogeneroides (Lit. N° 134, 1946a, p.345) de modo que la Formación Alambi-Yunguilla es parte del Maastrichtiense (Cretáceo superior) que, hacia el Oeste, está seguido por los red-beds, los conglomerados, las lutitas muy similares a la Formación Callo-Guayaquil del Litoral, y finalmente, por las diabasas y porfiritas.

Menos complicada parece ser la estructura del perfil de la antigua carretera Quito**-Santo Domingo de los Colorados**. Hasta la altura del paso San Juan (3600m.) los terrenos están ocupados por las lavas andesíticas y masas piroclásticas de los vecinos volcanes apagados, Pichincha y Atacazo. Sólo bajando un trecho por el declive occidental de la ladera derecha del valle del río Chiriboga, las formaciones cretácicas comienzan a aflorar con rocas diabásicas que contienen gabroicas y ultrabásicas, serpentinizadas, (kms. 32.5 – 33.2) las últimas con un ligero contenido de níquel.

Las investigaciones microscópicas, en lo que sigue, han sido efectuadas por los Ingenieros Enrique Pérez (kms. 32 – 38) y Cicerón Hiedra (kms. 38 – 43) en el año 1949 (Lit. Nrs. 36 y 78).

Hasta el kilómetro 36.6 afloran rocas diabásicas de la Formación Diabasa-Porfirita, cubiertas en dos lugares por mangos insignificantes de andesita del volcanismo cuaternario.

Las diabasas se destacan por estructuras ofíticas hasta pilotaxíticas, algo cataclásticas. Las plagioclasas tienden a las variedades intermedias de andesina. Se ha observado la presencia de poca ortoclasa. Regularmente grandes cantidades de clorita son los resultados de la descomposición de los componentes minerales máficos, además de esporádicas aglomeraciones de epidota y calcita.

En general, las diabasas están muy agrietadas por las presiones orogénicas. Zonas de agrietamiento muy fuerte y de milonitización han servido para la formación de valles laterales por su poca resistencia a la erosión y hacen suponer la existencia de fallas en dirección N-S, poco más o menos paralelas al rumbo de la cordillera.

Cerca del kilómetro 36.6 la Formación Diabasa-Porfirita está rota por el batolito de diorita, de anchura aproximada de 1.5kilómetros el que se prolonga hacia el Norte y Sur en una longitud desconocida.

En la vecindad del batolito se halla también una variedad ácida de la formación diabásica, a saber, porfirita cuarcífera de estructura pilotaxítica y bastante cataclástica.

Las diabasas en la zona de contacto están cruzadas por numerosos filones de aplita diorítica y pórfido diorítico cuarcífero, que el magma del batolito inyectó en la diabasa.

La diorita no ha sufrido presiones, porque falta en ella la estructura cataclástica tan propagada en las diabasas y porfiritas. Este fenómeno conduce a la conclusión de que el batolito se ha introducido después del plegamiento de la cordillera o por lo menos durante una fase de compresión en vía de extinguirse, o sea al fin del Paleógeno.

La diorita abarca la anchura del kilómetro 36.6 a 38.3 cerca de 1.5 kilómetros, prescindiendo de las curvaturas del camino. Según el examen microscópico, se trata de una diorita normal libre de fenómenos cataclásticos. La plagioclasa es del tipo oligoclasa-andesina. Ortoclasa, albita y cuarzo se hallan sólo en cantidades muy escasas. Aparte del anfíbol parcialmente cloritizado aparece clorita como producto probable de la descomposición de granos de piroxeno. A la diorita la cruzan filones de aplita diorítica y lamprófidos del tipo kersantita augítica.

La aplita de color claro y cristalización fina, ofrece estructura microscópica holocristalina, algo porfídica por la presencia de cristales de cuarzo que llegan a obtener largos de hasta un milímetro. Los feldespatos bastante descompuestos son del tipo oligoclasa-andesina. La clorita puede haberse originado por descomposición de minerales máficos.

Los lamprófidos de color verde oscuro dan la impresión de haber experimentado una descomposición muy avanzada; en la estructura finísima se nota, además de las plagioclasas básicas, poca cantidad de ortosa y granos de augita bastante cloritizada. Como la clorita, también las pequeñas aglomeraciones de cuarzo parecen ser de origen secundario. Se trata de kersantita augítica.

Cerca de Sigsal (kilómetro 38) el contacto del batolito diorítico, con las rocas sedimentarias adyacentes, que siguen río abajo, está señalado sólo por una abrupta depresión prolongada a lo largo de los peñascos del batolito. Aparentemente se ha producido un desplazamiento de los estratos sedimentarios por una falla acaecida entre la diorita y los sedimentos que han realizado un movimiento relativo de hundimiento y por eso han sido puestos en contacto falso con la diorita. El material triturado de la faja fallada se ha erosionado fácilmente causando en este lugar el fuerte entrante en la ladera del valle. Además, falta todo efecto de metamorfismo de contacto en los sedimentos, de modo que el contacto entre ambas formaciones no puede ser original. La supuesta falla tiene dirección aproximada N15°O.

Los estratos que siguen aguas abajo, están constituidos de lutitas laminadas y de tobas volcánicas parecidas a red-beds de color gris violáceo, con intercalaciones de capas conglomeráticas de estricta concordancia, todas de rumbo N15°O y buzamiento de 70° hacia el Oeste. Predominan las tobas muy arcillosas.

El color de las tobas y arcillas, que recuerdan los redbeds en la cercanía de Nanegal, cambia a tintas de café oscuro. Microscópicamente se puede distinguir en las tobas un aglomerado de fragmentos angulosos de plagioclasa bastante descompuestas y pedacitos finos de lava cementados por clorita e hidróxido de hierro, provenientes de la descomposición de los minerales finos y del polvo vítreo.

A una distancia de 200 metros debajo del kilómetro 39, un manto de andesita hiperesténica, de unos centenares de metros de ancho, oculta los sedimentos, dejando en su base ligeros fenómenos de metamorfismo térmico en forma de coloración roja de las lutitas.

La andesita es de color gris oscuro con fenocristales blancos de 2 milímetros de largo, representados por plagioclasas con estructura de zonas que van desde labradorita hasta oligoclasa. En la masa fundamental pilotaxítica existen, además, fenocristales pequeños de piroxeno hiperesténico, que se distinguen por el fuerte pleocroísmo característico.

A poca distancia, hacia abajo, queda descubierta la serie del as tobas y conglomerados, cuyo buzamiento ha cambiado hacia el Este de 60° de inclinación. Más adelante predomina la coloración gris verde.

En el kilómetro 40 se intercala un delgado manto diabásico de dos metros de espesor y de color verdusco oscuro. La investigación microscópica revela estructura ofítica, que se caracteriza por una especie de diminuto armazón de listones cruzados de plagioclasa, cuyos intersticios están rellenados de otro mineral cloritizado (vidrio o piroxeno). Se presentan cristales mayores, de longitud de hasta 2 milímetros, de oligoclasa-andesina y de piroxeno, parcialmente cloritizado. Se nota la ausencia de anfíboles. En cambio, existen pequeñísimas cantidades de cuarzo. La roca puede ser clasificada como diabasa porfirítica.

Hasta el kilómetro 41 siguen las capas lutíticas, alternando con las tobas de color gris verde y conglomerados, cuyo espesor aumenta considerablemente. A trechos se interponen, en concordancia, mantos de diabasa de color verde oscuro y de característica disyunción esférica, de 2 a 3 metros de espesor, entre ellos unas porfiritas de color verdusco y disyunción irregular. Las últimas demuestran estructuras porfídicas de fenocristales grandes (dos centímetros de largo) de oligoclasa en la masa fundamental pilotaxítica. Como elemento máfico aparecen residuos de augita casi completamente transformada en clorita.

A partir del kilómetro 42 hasta el kilómetro 43.5 el valle ha virado hacia el Norte tornando su anterior dirección transversal en rumbo longitudinal paralelo al de los estratos sedimentarios, de modo que, después de haber pasado el puente de Guarumal (kilómetro 42), aún encontramos las mismas condiciones litológicas de la serie de alternantes lutitas laminadas, tobas volcánicas, porfiritas y diabasas; solo el buzamiento de las capas tiende a cambiar nuevamente de E a O.

Porciones esporádicas de toba endurecida y preferentemente de conglomerados aparecen emergidas del detritus talúdico en posición erguida, hasta el kilómetro 45.

Es de gran importancia conocer la constitución petrográfica de los cantos rodados, que forman los conglomerados. Se trata de material cuarzoso durísimo, especialmente de cuarcita y de cuarzo cristalino y criptocristalino. El diámetro máximo que alcanzan es aproximadamente de 10 centímetros. El cemento silíceo y algo arcilloso contiene gran porcentaje de clorita y da a los conglomerados duros un color gris verdoso.

Desde el kilómetro 44 el valle ha tomado de nuevo la dirección Este – Oeste y cruza transversalmente el rumbo de las formaciones sedimentarias.

El espesor verdadero de la serie sedimentaria, prescindiendo de las curvas de la carretera, asciende a unos 3000 metros calculados desde el kilómetro 38 hasta el kilómetro 45, a los que hay que añadir la extensión de la serie, por unos kilómetros más, hasta el pueblo de Chiriboga.

La repetición múltiple de la sucesión arcilla-toba-conglomerado y la reaparición repetida de los mantos de diabasa y porfirita, además de indicaciones de fallas longitudinales empinadas, hacen suponer que se trata de pliegues sinclinales en posición tectónica de estructura escamosa.

Pasando Chiriboga, caserío situado en el río Saloya, aparecen lavas y tobas endurecidas de la Formación Diabasa-Porfirita en gran extensión, con intercalaciones de areniscas. En el kilómetro 62 afloran lutitas silíceas bien plegadas. Más adelante siguen, hasta en la cercanía de Santo Domingo de los Colorados rocas lávicas y tobas endurecidas de color verdusco de la misma Formación Diabasa-Porfirita.

Como hemos visto, faltan en este perfil las calizas y lutitas del Maastrichtiense, a saber, la Formación Alambi-Yunguilla. Por de pronto se ha convenido en atribuir las series sedimentarias que acabamos de mencionar a la Formación Callo del Cenomaniano hasta el Senoniano, como ocurrió en los perfiles al Norte y al Sur de nuestra región, con la restricción hecha por H.E. Thalmann (Lit. N° 34, pp. 342-343, 1946a) de que la parte principal de la Formación Callo pertenece al Senoniano con exclusión del Maastrichtiense. Sin embargo, las lutitas silíceas plegadas del kilómetro 62 bien pueden pertenecer a la Formación Guayaquil (Maastrichtiense) si se toma en cuenta su aspecto litológico característico.

Las condiciones geológicas del perfil **Latacunga-Macuchi-Quevedo** asemejan a las del perfil **Riobamba-Guaranda-Babahoyo**, ya que en los niveles superiores del declive oriental de la cordillera, hacia la región interandina, afloran las lutitas pizarrosas plegadas de color amarillento con zonas silíceas céntricas en las capas delgadas (Formación Guayaquil), lutitas que, en su mayor parte, están cubiertas de andesitas y rocas piroclásticas del Neoterciario y del Cuaternario. En las elevaciones altas de la cordillera, las extrusiones andesíticas se han abierto camino a través de las masas diabásicas, tapándolas superficialmente por grandes áreas. La región de Tigua y Zumbagua ofrece el aspecto de un paisaje muy accidentado a causa de las empinadas montaña de rocas volcánicas y de los hondos valles y cañones cortados en las enormes acumulaciones de lavas y tobas neoterciarias y cuaternarias.

Hacia el Oeste, en los cortes del antiguo camino de herradura, aparecen primero sedimentos cretáceos, tales como conglomerados, areniscas y lutitas, en posición tectónica de un sinclinal estrecho. Al otro lado del paso (3920m.) siguiendo el descenso occidental, se agrega un nuevo sinclinal más abierto, constituido de conglomerados finos, areniscas y lutitas. Más abajo afloran las rocas volcánicas antiguas de la Formación Diabasa-Porfirita. Predominan las variedades porfiríticas de color verdusco con intercalación de diabasas cupríferas y granulosas gabroicas. De ellas emergen, en posición anticlinal asimétrica, areniscas en capas delgadas, alternantes con lutitas finamente estratificadas. El flanco oriental obedece a la dirección N10-15°O con buzamiento de 50° hacia el Este y el flanco empinado occidental tiene rumbo N10°O y buzamiento que va disminuyendo de 80° a 50° hacia el Oeste. La potente masa porfirita-diabásica forma un escalón tectónico a cuyo pie está situado el pueblo de Pilaló, encima de la parte plana superior de otro escalón más bajo, hundido por un movimiento relativo a lo largo de una falla longitudinal de gran salto (poco más o menos de 200 metros). Al bajar el despeñadero, en múltiples zigzags, se llega al pie del segundo escalón, donde nuevamente afloran las lutitas plegadas con rumbo aproximado N-S y buzamientos variables de 60 a 70° hacia el Este u Oeste. Se nota la silicificación fuerte en los lugares de contacto, con unas potentes apófisis dioríticas que salen del batolito situado a poca distancia en dirección Suroeste.

Cerca de Macuchi las acumulaciones morrénicas del Pleistoceno cubren el fondo y las laderas inferiores del valle transversal y, en la proximidad del antiguo campamento minero, dejan descubierta la superficie desmoronada del batolito diorítico. La intrusión de la diorita en las rocas adyacentes de la Formación Diabasa-Porfirita había originado el rico yacimiento cupro-aurífero ya explotado de Macuchi. Río abajo se prolongan las masas diabásicas, a veces brechosas y tobáceas, solidificadas hasta el pie de la cordillera.

Las series sedimentarias están consideradas como representantes de la Formación Callo (Cayo) Guayaquil que varían del Turoniano al Senoniano, en sus partes superiores pertenecientes al Maastrichtiense (Senoniano superior), aunque las calizas del Maastrichtiense no son visibles en este perfil. Pero hay que tener en cuenta que, a distancia de pocos kilómetros al Norte, se encuentran yacimientos superficiales de travertino (río Yanaurcu) que denotan la existencia de las calizas marinas del Maastrichtiense en el subsuelo profundo.

El perfil de la carretera Riobamba-Guaranda-Babahoyo revela ampliamente la constitución geológica de la Cordillera Occidental. Sin embargo, faltan todavía estudios detenidos y comparativos para conocer todos los detalles de su estructura tectónica.

La carretera, subiendo del altiplano interandino a las estribaciones orientales de la Cordillera Occidental, corta primero lutitas oscuras, plegadas y dislocadas con intercalaciones de areniscas de grano fino. Pasando el pueblo de San Juan se interponen calizas de color gris, cristalizadas y dispuestas en bancadas gruesas y medianas, a veces muy dislocadas y plegadas con buzamiento variable al Este y Oeste. Su espesor total oscila entre 2 y 20 metros. Entre las bancadas principales se interponen capas de lutita laminada.

Al norte de la carretera, cerca de la hacienda de Shobol afloran dos capas calcáreas de 10 y 20 metros de espesor separadas la una de la otra por arcillas pizarrosas, con rumbo aproximado N-S y buzamiento débil hacia el Oeste; estos yacimientos suministran las materias primas para la fábrica de cemento de la provincia de Chimborazo.

A partir de esta zona de afloramientos de calizas marinas, de Norte a Sur, pero a gran distancia de la misma, se encuentran, en las elevaciones de la cordillera, acumulaciones dispersas de precipitaciones calcáreas superficiales, que, en ciertos lugares, han alcanzado extensiones y espesores considerables. Como ejemplos sean enumerados lo siguientes: Niebil, al Oeste del volcán apagado Pululagua (San Antonio de Pichincha cerca de Quito); Yanaurcu, al Oeste de la estación de Lasso (Provincia de Cotopaxi); Cachi, al Oeste de Pujilí (Provincia de Cotopaxi); San Ricardo al Sur-Oeste de Cajabamba cerca de Pangor. Esos mantos superficiales de travertino deben su origen a las precipitaciones calcáreas de fuentes de aguas juveniles, cargadas de soluciones de calcio carbónico, provenientes de la disolución de las calizas cretácicas, que se hayan a mayor profundidad del subsuelo, comprobando así las prolongaciones de las calizas marinas de dirección Norte a Sur, afloran por ejemplo aún en el fondo del valle del rio Alambi, al Noroeste de Quito.

Siguiendo la carretera de Guaranda se tropieza con las ya conocidas lutitas duras de color amarillento, algo silíceas o calcáreas múltiplemente plegadas en estratos delgados y medianos. Hacia el paso de Tililac (4150m), al Oeste de San Juan, se intercalan areniscas de color gris con capas delgadas micáceas de dirección N5°E y buzamiento de 40° hacia el Este. Capas conglomeráticas hacen notable la progresiva preponderancia de material grueso más allá del paso, donde potentes estratos de conglomerados, bien endurecidos por cemento silíceo, forman las crestas de la cordillera con el rumbo aproximado de Norte a Sur. El buzamiento disminuye paulatinamente hasta que los conglomerados toman posición vertical. Al bajar del paso se presentan capas delgadas de areniscas alternantes con lutitas que tienden a buzar hacia el Oeste.

Unos pocos kilómetros más abajo se repiten conglomerados, areniscas y lutitas duras, laminadas con dirección N10°E y buzamiento de 60° hacia el Oeste, hasta que predominan las lutitas silíceas plegadas en estratificación alternante con areniscas, que poco a poco pierden importancia, mostrando del mismo modo que la Formación Guayaquil, concreciones a largadas de sílex oscuro. La dirección de las capas es de Norte a Sur con buzamiento variable pero predominantemente empinado (70°) hacia el Este. Pasada la hacienda Herrería se encuentra las pizarras oscuras paleozoicas de posición tectónica empinada; buzando hacia el Oeste y después al Este, exhiben una potencia aparente de unos centenares de metros. Al fin ya en la cercanía de Guaranda afloran porfiritas desmoronadas y perforadas por extensas extrusiones andesíticas del Terciario.

Al Oeste del valle longitudinal del río Chimbo se acumulan, en las elevaciones de las cadenas montañosas, las lavas y tobas andesíticas del Terciario y un manto extrusivo de basalto, probablemente de edad cuaternaria. Ya antes del brusco despeñadero del declive occidental de la cordillera, se manifiestan las rocas volcánicas de la Formación Diabasa-Porfirita, traspasadas por filones de aplita diorítica, que indican la proximidad del batolito granodiorítico. A pie del descenso se entra en la zona de contacto del batolito con las rocas diabásicas, caracterizada por la piritización de las diabasas adyacentes al contacto. El afloramiento de la granodiorita se dilata por unos kilómetros al Oeste de Balzabamba. Más allá se hunden las masas dioríticas por debajo de las pizarras arcillosas plegadas y emergen en varios lugares, como núcleos de los pliegues, produciendo en ellos efectos de contacto por intensa silicificación, por ejemplo, en las lutitas pizarrosas cerca de Chaupiyacu. En las últimas estribaciones de la cordillera, hasta su pie cerca de limoncito, predominan otra vez las rocas volcánicas de la Formación Diabasa-Porfirita, localmente piritizadas en los lugares donde, a poca profundidad, se encuentran en el subsuelo elevaciones o apófisis del macizo granodiorítico.

Salvo contadas excepciones, faltan hasta ahora fósiles que permitan la correlación justa de las capas y series y la limitación segura de la edad de las diversas formaciones. Al paleontólogo suizo H.E. Thalmann le debemos la determinación de los foraminíferos Syphogenerinoides cf. Ewaldi (Karst) de las capas calcáreas y las lutitas pizarrosas de San Juan como pertenecientes al Maastrichtiense del Cretácico superior (Lit. Nrs. 131-136). En cambio, los conglomerados, areniscas y pizarras silíceas, comprimidas entre las diabasas y porfiritas fuertemente dislocadas, deberían atribuirse a la Formación Callo (Cayo) Guayaquil del Litoral por su semejanza litológica y por eso corresponderían al intervalo entre el Cenomaniano y el Turoniano, hasta los pisos inferiores del Senoniano, al que siguen las formaciones del Maastrichtiense, de los alrededores de San Juan.

Aparentemente las condiciones estratigráficas y tectónicas de estas series, son bien complicadas y aún merecen investigaciones especiales, para aclarar perfectamente el orden en la secuencia de las diferentes secciones estratigráficas.

Los demás perfiles transversales, que fueron estudiados en otros sitios de los Andes Occidentales, suministran resultados parecidos a los arriba expuestos, naturalmente con ciertas diferencias locales.

En los alrededores de **Pangor**, al Suroeste de Cajabamba, provincia Chimborazo, afloran lutitas plegadas de color oscuro, que superficialmente están cubiertas de travertino. También en este mismo lugar los carbonatos de calcio fueron precipitados por aguas juveniles, que han transportado a la superficie las soluciones calcáreas dimanantes de las calizas Maastrichtienses ocultas en la profundidad.

A poca distancia, al **Sursureste de Bucay**, entre los kilómetros 90 y 92 del ferrocarril, rocas de la Formación Diabasa-Porfirita constituyen la ladera izquierda del valle del río Chanchán, al pie de las montañas cordilleranas. En el kilómetro 92.5 la diabasa está remplazada por lutitas arenosas laminadas de color oscuro, en posición vertical y de rumbo N30°E. Río arriba siguen las capas conglomeráticas y las lutitas arenosas aparecen fajadas por el cambio múltiple de capitas arenosas y arcillosas. Después del kilómetro 93, alternan areniscas gruesas con estratos de conglomerados y reducidas capas de lutita; todos manteniendo el rumbo pronunciado de N30°E, dirección que comprueba la suposición de que los sedimentos aparecen aquí en prolongación de las lutitas, areniscas y conglomerados del paso Tililac, al Sur del Chimborazo, entre Riobamba y Guaranda, sedimentos que forman un arco que vira sobre el afloramiento de las lutitas oscuras de Pangor, hacia la región al Sur de Bucay. Además, la igualdad litológica es sorprendente y su aparición relacionada con la Formación Diabasa-Porfirita no deja duda de que se trata de la formación de la zona de Tililac (Campaniense a Maastrichtiense) del Senoniano superior.

Al Oeste del **Nudo del Azuay**, el Camino de **Chunchi a El Tambo** corta lutitas oscuras que también deben corresponder al Cretáceo superior.

Las cordilleras **Cajas-Mullepungu** y sus respectivas subdivisiones representan la prolongación suroccidental de la Cordillera occidental. En sus declives exteriores afloran en grandes áreas las rocas volcánicas de la Formación Diabasa-Porfirita. Albergan unos batolitos de diorita, de la misma manera que se ha observado en el Norte. Así, en el **camino Cuenca-Naranjal**, cerca de Yerbabuena, aparece en la superficie una intrusión diorítica de la que dependen los filones de galena y blenda de Molleturo. Casi al pie de la cordillera, otra intrusión del mismo magma ha producido los filones de galena y pirita auríferos descubiertos en el curso superior del río Siete y de su afluente el río General Villa, en la vecindad del límite entre las provincias Guayas y El Oro. De aquí, cuesta arriba, en dirección al Este, antes de llegar al caserío Chaupitranca, se hallan lutitas oscuras plegadas del Cretáceo superior, entre las extensas formaciones variadas de diabasas, porfiritas cuarzosas y brechosas.

Las dioritas de los citados lugares, o sean las cordilleras de Mullepungu, Chanchán y Molleturo, han dejado huellas de contacto en las rocas diabásico-porfiríticas, en forma de mineralización, de apófisis y filones aplíticos, a veces porfídicos.

Las areniscas amarillentas-parduscas y lutitas blandas oscuras, entre Tarqui y Cumbe, al Norte y Sur de Cuenca, anteriormente fueron atribuidas al Cretáceo superior. Realmente se trata de la conocida Formación Terciaria Arenisca de Azogues (Lit. N°57, 1941). Tienen los mismos rumbos y buzamientos que la igual formación terciaria en la ladera noroccidental del valle del río Taqui.

El extremo Sur de la Sierra

El nudo de Guagra-uma, al Oeste de Saraguro, y la cordillera de Chilla que sale del nudo en dirección Oeste-noroeste, separan de la Sierra una región austral de aspecto peculiar en lo que concierne a su configuración morfológica, su constitución geológica y su estructuración tectónica, región que hemos denominado Sistema montañoso intra-andino austral.

Desgraciadamente faltan hasta ahora investigaciones paleontológicas de las formaciones cretácicas de esta zona del extremo austral. Por eso no es factible clasificar precisamente los diferentes pisos según su edad geológica. Sin embargo, se pueden sacar conclusiones importantes de los estudios detallados efectuados en la colindante región peruana por los geólogos del país vecino, con el fin de conocer la configuración geológica del Noroeste del Perú.

Las exploraciones abarcan las zonas del Norte de la cordillera Larga y del Sureste de la cordillera de Amotape hasta el río Chira (Lit. Nrs. 18 y 19, 1955). De interés especial es el resultado de que, en dirección a la frontera ecuatoriana, la formación cretácica se compone en su mayor parte de sedimentos marinos, en cambio las rocas volcánicas de la Formación Diabasa-Porfirita desempeñan sólo un papel secundario.

A las pizarras paleozoicas del declive del lado suroriental de la cordillera de Amotape, se superponen en discordancia las secuencias de calizas, lutitas y areniscas del Cretáceo marino. El espesor de las capas aumenta gradualmente en dirección Sureste hacia la cuenca del río Chira. Se ha observado unos anticlinales y sinclinales amplios cuyos ejes corren del Suroeste al Noreste (sinclinorio de Lancones).

Los estratos más antiguos se componen de conglomerados, areniscas, lutitas y potentes series de calizas. Corresponden, con su fauna macrofósil característica (Oxytropidoceras), al Aptiense y Albiense del Cretáceo inferior. Separada de las formaciones anteriores por una discordancia, aparecen, al Oeste de la Quebrada Pilares (Límite internacional), en el núcleo del anticlinal Jabonillos, la formación Huasimal (Cenomaniano), constituida de tableadas lutitas y margas negras con restos fósiles de cefalópodos. Encima de ellas afloran, en varios lugares, las Formaciones Yaguay Negro y Encuentros (Turoniano) de areniscas arcósicas de color gris, con restos de Inoceramus. Se insertan intercalaciones arcillosas y tobáceas, además de sills y porfirita de diabasa. En sus partes superiores se superponen areniscas glauconíticas. Discordantemente siguen hacia arriba los conglomerados potentes de la Formación Tablones y las lutitas de la Formación Pazul de color negruzco (Senoniano hasta el Maastrichtiense). Toda la serie, con excepción de las formaciones del Albiense y Aptiense (desde Huasimal hasta Pazul), está considerada por R.A. Chalco (Lit. N°19, 1955, pp.45-62) como perteneciente al Cenomaniano, Turoniano y Senoniano (hasta Maastrichtiense).

Se extiende en dirección Noroeste al terreno ecuatoriano, hacia la prolongación suroccidental de la cordillera de Alamor. No puede ser inmediatamente comparada con las formaciones cretácicas del Litoral y de la Cordillera Occidental, porque en ambas faltan los pisos del Aptiano y Albiano, en tanto que en el Noroeste del Perú representan a los miembros basales del Cretáceo llamados Calizas Pananga-Muerto. Mejor sería buscar, para estas calizas, relaciones con las formaciones cretácicas orientales del Ecuador. Al Este de la Cordillera Real, las series Hollín y Napo comprenden la secuencia cretácica del Aptiano hasta el Senoniano (Coniaciense). En el Noroeste peruano, al contrario, el tipo pacífico del Cretáceo ha ejercido fuertes influencias desde el Cenomaniano hacia arriba, de modo que la serie del sinclinorio Lancones, con excepción de la formación Calizas Pananga-Muerto del Aptiano y Albiano, ostentan muchas analogías litológicas de la fauna fósil con el Cretáceo del Litoral ecuatoriano y, en cierto sentido, también de la Cordillera Occidental.

Este fenómeno se explica por la suposición de que durante el Cretáceo, a partir de la discordancia entre el Albiano y el Cenomaniano, es decir, entre las calizas Pananga-Muerto y la formación Huasimal en el Noroeste del Perú, se habían formado depresiones tan hondas en la cordillera varística Amotape-Larga-Tagüín, ya bien denudada y baja en aquel entonces, que han podido dar lugar a un influjo de las aguas marinas del antiguo Océano Pacífico, con sus faunas peculiares, hacia el lado suroriental de este umbral varístico (parte suroccidental de la Cordillera Norandina).

En los terrenos ecuatorianos se hallan en la zona de **Cazaderos y Mangaurcu,** como prolongación de la cordillera de Alamor (Lit. N°148, T. Wolf, 1892, p.256) formaciones iguales a las de la cordillera Chongón en el Litoral. Representan de este modo el eslabón de las formaciones cretácicas peruanas con la zona del sistema montañoso interandino del Sur ecuatoriano. Así se establecen correlaciones entre las Formaciones Callo y Guayaquil del Litoral, las formaciones cretácicas de la Cordillera Occidental y las del Sistema montañoso interandino austral con las formaciones del Cretáceo superior del Noroeste del Perú, a excepción notoria de las subyacentes Calizas Pananga-Muerto del Albiano y Aptiano (Cretáceo inferior), que a su vez muestran un parentesco patente con el Cretáceo del Oriente ecuatoriano.

Todas estas series del Cretáceo superior representan el tipo occidental (pacífico), relacionado con el antiguo Océano Pacífico; en cambio las Calizas Pananga-Muerto están separadas de las formaciones superpuestas del Cretáceo superior del tipo pacífico por una discordancia angular con una capa de conglomerados basales y asemejan ya al tipo oriental al Este de la Cordillera Real. Pues el tipo Pacífico del Cretáceo, en el norte y la mitad del país, está restringido al lado occidental de la Cordillera Real; mientras que en el extremo Sur pasa al lado Sureste de la prolongación de la Cordillera Real, representada por las cordilleras Tagüín-Larga-Amotape. El influjo de las aguas marinas del antiguo Océano Pacífico se había posibilitado, sea por depresiones en la denudada cordillera varística (Amotape-Larga-Tagüín), sea a causa de los fenómenos tectónicos especiales de la extensa depresión del eje amazónico.

Al Sur del eje amazónico (parageosinclinal), en la región de Cajamarca de la Cordillera Occidental peruana, la base de la columna estratigráfica del Cretáceo (Lit. N°7, 1956, pp. 49-79) está representada por la arenisca de Chimú, el trasunto litológico de la Arenisca de Hollín. Se superponen intercalaciones calcáreas margosas y lutitas hasta que predominan calizas de diferentes tipos; en primer lugar, bituminosas, interestratificadas por calizas oscuras petrolíferas con rica fauna macrofósil, especialmente de cefalópodos (Knemíceras, Brancoceras, Oxytropidoceras y muchos otros), equinoideos y gastrópodos. Las amonitas son fósiles guía para el Aptiense y Albiense. Siguen calizas con Ostreascyphax e Inoceramus sp., además de Oxytropidoceras carbonarium Gabb. que limita la serie calcárea albiana del Cenomaniense inferior. Hacia arriba aparecen las calizas con Exogyra olisiponensis Sh., característica del Cenomaniense medio, y lutitas y margas del Turoniano inferior, y, por último, la potente Formación Cajamarca, de calizas con intercalaciones de lutitas y margas, la cual está considerada a causa de su fauna fósil (Coilopoceras newelli) como participante del Turoniano superior. Capas de espesor reducido del Coniaciense y Santoniense cubren en varios lugares la Formación Cajamarca. Al fin se superponen, en discordancia angular bien marcada, series de conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo originadas en zonas litorales o continentales. Han de ser productos del levantamiento epirogénico, que afectó esta zona del Cretáceo durante el Senoniense y el Campaniense, y pueden compararse con los red-beds de la Formación Tena del Oriente ecuatoriano.

Todas estas formaciones sedimentarias del Noroeste peruano están puestas en pliegues sinclinales de estructura escamosa con direcciones principales ONO-ESE- hasta NO-SE, que distinguen ahí las zonas al Sur del eje amazónico y que se adosan, poco a poco al rumbo NNO-SSE de la Cordillera Oriental peruana, marcado por la falla longitudinal del alargado valle del río Marañón. Esta serie sedimentaria representa una secuencia muy completa del Cretáceo, la que litológica y paleontológicamente se asemeja mucho a las Formaciones de Hollín y Napo y a la continental de Tena, aunque las dos últimas muestran algunas diferencias y parecen menos completas a pesar de la igualdad de los fósiles principales de guía. Sin embargo, es de suponer que, en la depresión occidental del prolongado parageosinclinal amazónico, se han unido los brazos del mar cretácico, o, mejor dicho, que de aquí han salido una vez hacia el Sur, a lo largo de ambos lados de la Cordillera Oriental peruana, y otra vez hacia el Norte, penetrando en ambos lados de la Cordillera Real ecuatoriana. H. Gerth (Lit. N°31, 1955, p. 234) menciona expresamente que el mar cretácico había avanzado en el NO del Perú entre las cordilleras y más allá de ellas en las direcciones Norte y Sur, extendiéndose al pie de los Andes orientales ya existentes.

Cordillera Tagüín – Macará – ríos Calvas y Piscobamba

Como ya fue expuesto, aparecen en el declive SSE de la cordillera de Tagüín rocas metamorfizadas del Paleozoico en forma de cuarcitas rojizas de dirección N55°E y buzamiento de 45° hacia NNO en ambos lados del río Puyango. A poca distancia del río hacia el Sur, en la quebrada Chirimoya, afloran pizarras paleozoicas de color negro bien plegadas y dislocadas. Vencida la cuesta de la ladera izquierda del río se observan en la altura pedazos de tronco silicificados, dispersos superficialmente por un área amplia. El subsuelo está constituido en los alrededores de los sitios Buenos Aires y Derrumbe hasta Montehuaico, de lutitas y areniscas estratificadas en parte carbonosas (rumbo N70°E, buzamiento 45° hacia SSE), probablemente del Terciario según su contenido de macrofósiles (opinión expresada a simple vista por R. Hoffstetter). Los testigos de una selva silicificada han quedado en la superficie del terreno actual, como los restos de las capas terciarias parcialmente erosionadas.

Ya cerca de Alamor aflora un paquete de lutitas laminadas, que son cretácicas, porque forman la continuación Noreste de los terrenos cretácicos de la cordillera de Alamor, y se encuentran íntimamente relacionadas con la Formación cretácica de diabasas y porfiritas, que ocupan extensas regiones entre Alamor, Celica, río Catamayo y hacienda Congonamá prolongándose lejos al NE y SO.

Sólo al NO de Celica se encuentran pizarras semimetamórficas de color gris oscuro y de brillo algo sedoso, en posición vertical (rumbo OSO), encajadas entre las rocas volcánicas del Cretáceo. Las lavas compactas, brechas y tobas endurecidas diabasa-porfiríticas regularmente son de color grisáceo a verdusco oscuro. Junto al puente Shugshos, sobre el río Catamayo (1000m), afloran brechas diabásicas, que en la cuesta a Celica se convierten en tobas duras bien estratificadas con rumbo NE-SO y buzamiento de 15 a 20° hacia NO.

A partir de la hacienda Congonomá, en dirección Sur, se extienden los afloramientos del macizo granodiorítico de Macará, en forma de un batolito alargado de NE a SO con ramificaciones hacia el Suroeste, separadas entre sí por intercalaciones de porfiritas. Hacia Cariamanga, siguen en la superficie andesitas lávicas, brechosas y tobáceas, y cubren en parte los sedimentos cretácicos plegados que se exhiben en el lado derecho del valle del río Calvas, aguas arriba de Macará. Iguales sedimentos aparecen entre las ramificaciones del batolito granodiorítico de Samanamaca, en combinación con fajas alargadas de porfirita diabásica, que continúan hacia el Noreste, hasta cerca del valle del río Piscobamba.

A lo largo de la carretera Loja-Zaruma, en los alrededores de su paso más alto (Las Chinches, 2270m), y siguiendo un trecho en el ramal a Catacocha hacia el Sur, afloran areniscas y lutitas laminadas gris-amarillentas, en parte, tobáceas, con rumbo NNE-SSO. Se extienden, en unión con rocas volcánicas de la Formación Diabasa-Porfirita, hacia el SO para ligarse debajo de las cubiertas volcánicas neoterciarias con los sedimentos cretácicos, que provienen de la zona del río Calvas.

Para conocer las condiciones geológicas del extremo Sur del país se recomienda estudiar el **perfil Cariamanga-Amaluza-Zumba.** El camino cruza rocas andesíticas constituidas de mantos lávicos, y estratos piroclásticos del Neoterciario, a veces en posición horizontal. A partir de la hacienda Tablón se entra en terrenos porfiríticos. Ya en la cercanía de Amaluza, en la depresión de los ríos Amaluza, Jurupe y Estados Unidos, afloran series estratificadas de conglomerados y tobas solidificadas de material porfirítico (rumbo N45°E, buzamiento de 50° hacia Suroeste). Al Este de Amaluza, se intercalan concordantemente capas amarillentas de 10 a 20 metros de espesor de calizas y lutitas calcáreas bien estratificadas, de vez en cuando brechosas y silíceas, con concreciones alargadas de pedernal, agrupadas en zonas céntricas de las capas. Son muy parecidas a los sedimentos de la Formación Guayaquil.

Amaluza (1273m) esta situada encima de una acumulación de masas detríticas, que han provenido de la disgregación del gran batolito granodiorítico, distante pocos kilómetros, al Sureste del pueblo. En el valle limítrofe de los ríos Espindola y Quingo, erosionado por la acción cepilladora de un glaciar pleistocénico, las porfiritas suben hasta cerca de Jimbura donde, unos dos kilómetros aguas arriba, empieza el régimen de los terrenos del granito de la cordillera de Portachuelo, por lo que se llama granito de Portachuelo.

En el sistema montañoso interandino preponderan las rocas volcánicas del Cretáceo (Formación Diabasa-Porfirita) sobre los sedimentos del Cretáceo superior. Hacia el SO, empero, se opera un cambio esencial de modo que los estratos cretácicos se despliegan por áreas crecientes, ganando espesor y complejidad considerables, preferentemente en su prolongación en el lado peruano, donde, en la región Sullana-Lancones, representan según las investigaciones del geólogo A. Chalco R. (Lit. N°19, 1955), una gran parte de la columna estratigráfica del Cretáceo, en tanto que las rocas volcánicas diabasa-porfiríticas pierden terreno en alto grado.

Las areniscas, calizas y lutitas de la zona suroriental del Sistema montañoso interandino se extienden como fajas alargadas del Noreste al Suroeste. Al Sur del eje amazónico, afloran en la Cordillera Occidental peruana, sistemas muy completos de estratos cretácicos en simétrica contraposición estructural de dirección NO-SE. Están desarrollados ampliamente, como se desprende de los estudios detallados de V. Benides C. (Lit. N°7, 1956), sobre el Cretáceo de la región de Cajamarca, limitada hacia el Este por las formaciones cristalinas y paleozoicas de la Cordillera Oriental del Perú. A lo largo del río Marañón.

En general se puede deducir que la penetración del mar cretácico, en especial del Neocretáceo, a partir de la depresión del eje amazónico hacia el Norte, entre las cordilleras Larga-Amotape-Tagüín, de un lado, y Zamora-Portachuelo, de otro, no ha sido muy intensa, como comprueba la presencia reducida de estratos marinos y el predominio de las rocas volcánicas en el Sistema montañoso interandino. Las investigaciones futuras dilucidaran el grado de integridad que el Cretáceo haya adquirido y de qué modo varía la tectónica y el espesor de los pisos.

El granito de Portachuelo ocupa el extremo suroccidental del nudo de Sabanillas. Presenta ligera textura paralela por haber sufrido presiones orogénicas, pero no en escala tan fuerte como en los granitos presionados de la Puerta (Llanganates) o de Azafrán, en el valle del río Pastaza. Asemeja a las granodioritas de Zashquín, al Sur de Riobamba, y de las Juntas, al Norte de Loja.

Sus peñas escarpadas en las alturas por encima de 3000 metros, están pintorescamente hendidas y corroídas por la intemperie, cuya labor siguió con facilidad por las fisuras del agrietamiento causado en el proceso de enfriamiento del cuerpo magmático, por los efectos tectónicos que ha sufrido. Las huellas de la presión se pierden ya hacia el NE, a poca distancia.

Superada la ensillada (3540m) al SE de Gimbura se tropieza con el curso superior del río Isimanchi con una ancha cuña de porfirita diabásica que, dirigida hacia NE, interrumpe el granito. En el contacto con la porfirita el granito exhibe carácter monzonítico. A mayor distancia, predomina el cuarzo en su composición mineralógica, y la biotita reemplaza en gran parte a la augita. Los afluentes meridionales del río Isimanchi arrastran de las lejanas alturas, además de rodados de granodiorita, algunos cantos de micaesquistos gnéisicos y migmatíticos y calizas cristalinas claro-oscuras, jaspeadas. Aún en los terrenos del batolito mismo, llama la atención una falla de superposición (cabalgamiento) de gran alcance, con rumbo N70°E y buzamiento de 30° hacia N20°O. Entre los bloques movidos se ha formado una capa milonítica de 2 a 3 metros de espesor. Este importante fenómeno hace pensar en un desplazamiento de enormes masas a gran distancia. Por el empuje que el batolito de Portachuelo ha sufrido desde el NO, no sólo se han formado agrietamientos y texturas de exfoliación y lineación en el lado opuesto a la presión, sino un enorme bloque entero del granito ha sido empujado en dirección Sureste, resbalando por el lado inclinado de la falla de superposición.

A una distancia de cerca de diez kilómetros al Oeste de Zumba termina el granito. En su lugar afloran típicas pizarras cristalinas de gneises migmatíticos y ortogneises, con rumbo N5-10°E y buzamiento de 80-85° hacia el Oeste; son elementos tectónicos característicos del cuerpo de la cordillera de Zamora inclusive su prolongación austral, y aún en la cercanía de Zumba siguen micaesquistos gnéisicos, y las quebradas de la ladera derecha del río Isimanchi acarrean grandes trozos rodados de los oscuros mármoles plegados y jaspeados. A partir del codo del mismo río, a pocos kilómetros al Oeste de Zumba, aparece, hacia el valle principal del río Mayo, porfiritas y aglomerados.

La depresión alargada en dirección N-S del mismo río, entre Chito, al Sur de Zumba, y Palanumá en el Norte, está ocupada por porfiritas y diabasas; de manera que el límite que separa las porfiritas de las pizarras cristalinas, corre al lado occidental del río Mayo en la misma dirección N-S, y pasa, entre Palanumá y Palanda, al lado oriental. En cambio, hacia el Norte, entre los pueblos Palanda y Valladolid, afloran las formaciones cristalinas, que aún cerca de Zumba, están representadas por filitas y micaesquistos de rumbo N10°O y buzamientos de 70-80° hacia el Oeste. A partir de Palanda, hacia el Norte, predominan de nuevo los gneises migmatíticos. Los afluentes occidentales del río Valladolid-Mayo arrastran bloques de mármoles oscuros. En el sitio Cruz grande se destaca un gneis biotítico fajeado, que en la cuesta de Achupallas está interrumpido por una ramificación del batolito granítico que constituye aquí sólo un núcleo reducido del Nudo de Sabanillas. Al descenso Norte del nudo resaltan de repente las direcciones NE-SO, a saber, los caracteres inherentes a las estructuras del nudo mismo y de todas las formaciones del Sistema Montañoso interandino. Hacia el Norte, a partir de Yangana se extiende la depresión ancha del río Catamayo, cubierta de sedimentos neoterciarios. Su lado oriental lo limitan las formaciones cristalinas de la cordillera de Zamora con su rumbo característico N-S.

III. El Cenozoico

No siempre se distinguen, litológicamente, capas características que puedan servir para la limitación de los grandes periodos y eras geológicas. Al contrario, en muchos casos se han desarrollado formaciones de transición que pasan de una era a otra, mezclándose su litología y fauna, como ocurre entre las eras mesozoica y cenozoica, esto es entre el Cretáceo y Terciario: en el Oriente (Formación Tena) y en el Litoral (Formación San José-Estancia).

Aunque el Terciario marca el principio de la nueva era geológica, realzada por acaecimientos significativos en el desarrollo estratigráfico y tectónico, el límite preciso entre Cretáceo y Terciario ha sido establecido, en primer lugar, sobre los sobresalientes eventos biológicos, como es el cambio relevante de la fauna; así, por ejemplo, desaparecen, abrupta y completamente, los saurios gigantescos y las amonitas, que han llegado a su desarrollo máximo en el Cretáceo. En cambio, aparecen los mamíferos, entre ellos los monos y hominides, y proceden a su evolución espectacular.

Para arreglar la cronología terciaria de las formaciones y pisos singulares, se han desarrollado métodos precisos, que se basan en la investigación de la microfauna y permiten utilizar determinados géneros y especies de los foraminíferos que determinan definitivamente las especificadas secciones de las formaciones.

El Terciario

La era cenozoica comprende los períodos Terciario y Cuaternario. Para el Terciario se aplica la siguiente repartición en series y pisos:

Periodo:	**Series:**	**Pisos:**
Terciario	Neógeno	Plioceno Mioceno
	Paleógeno	Oligoceno Eoceno Paleoceno

Prescindiendo de la existencia de las acumulaciones volcánicas depositadas durante el Terciario en la región de la Sierra, un vistazo al mapa geológico hace ver claramente, que, las superficies más extensas de sedimentos terciarios, se exhiben en el Litoral y en el Oriente. En las depresiones interandinas observamos afloramientos reducidos de sedimentos terciarios relativamente modernos, y eso sólo en el Sur del país, en las provincias de Cañar, Azuay y Loja.

Fácilmente se explica este fenómeno, si tomamos en cuenta que a fines del Cretáceo y a principios del Terciario la Cordillera Occidental empezó a plegarse, apoyándose a la preexistente Cordillera Real y emergiendo del geosinclinal occidental que, de consiguiente, no más sirvió de espacio de sedimentación sino de erosión; es decir, la naciente Cordillera Occidental al contrario, suministró abundantes materiales detríticos para la sedimentación en el mar terciario a su pie occidental; o como se expresó W.E. Nygren, en el geosinclinal “Bolívar” (Lit. N°70, 1950).

La Cordillera Real, aunque poco elevada a fines del Mesozoico, pero funcionando como importante umbral varístico entre los geosinclinales oriental y occidental, se halla en vía de recibir un nuevo ritmo orogénico al finalizar el Cretáceo y desde entonces ha participado con enormes aludes erosionales en el acarreo de sedimentos terciario al Oriente.

En el Sur, donde la tendencia de alzamiento ha sido interrumpida por hundimientos durante cierto tiempo, el mar, a fines del Terciario, pudo penetrar las regiones interandinas australes y depositar en extensas áreas sedimentos de rocas miocénicas, como son las areniscas de Biblián y Azogues y lutitas de Cuenca, con facies de agua, que va de salobreña a dulce (Lit. Nr. , 1941). Las Formaciones terciarias, a lo largo de las cordilleras Celica y Alamor, forman la unión con el Terciario al Norte y al Sur de la cordillera de Amotape (Lit. No. 19, 1955).

Al fin del Cretáceo se inició, al Este de la Cordillera Real, la regresión del mar como repercusión de la orogenia neoandídica, que produjo el plegamiento de la Cordillera Occidental y completó la compresión y el metamorfismo de la Cordillera Real, imprimiéndole la tendencia de levantamiento.

Ya durante periodos anteriores la Cordillera Real había desempeñado un papel importante al constituir una zona divisoria o umbral entre las facies oriental y occidental de las formaciones geológicas. A principios del Terciario las diferencias entre los sedimentos del Oriente y del Litoral han alcanzado tal grado de desigualdad, que todas las formaciones del Litoral, desde el Terciario inferior hasta el superior, están representadas, casi exclusivamente, por sedimentos marinos. En cambio, en el Oriente, el mar, sucesivamente, había retrocedido en dirección oriental, permitiendo emerger la tierra firme, en extensiones cada vez mayores, y dejando tras de sí los sedimentos de agua salobre y dulce en grandes bahías de poca profundidad o en lagunas continentales. Además, la sedimentación en gran escala de arenas y conglomerados, acumulados por acción de ríos y vientos durante el Terciario, permite constatar que en el Oriente se manifiesta en grandes áreas el predominio de las formaciones continentales, mientras que, al mismo tiempo, en el Litoral, fueron depositados sedimentos, en su gran mayoría, marinos.

a) El Terciario del Litoral

La determinación de la edad geológica y la clasificación de las formaciones del Litoral han sido precisadas, de manera satisfactoria, por las investigaciones geológicas de las compañías petroleras, en primer lugar, por la International Ecuadorean Petroleum Company (I.E.P.C.). Los resultados de la exploración subterránea, que consistía en perforaciones y en la aplicación de métodos geofísicos (gravimetría y sismos artificiales), han completado la investigación de la superficie. Las exposiciones que siguen, se basan, preferentemente en los resultados de los trabajos investigadores de estas compañías, a parte de las exploraciones de otros autores. Para obtener una orientación sobre las múltiples formaciones y sus denominaciones especiales, ellas fueron sumariamente reunidas en el cuadro estratigráfico adjunto (Tabla N°2).

De este cuadro sinóptico se deduce, con evidencia, que la sedimentación terciaria al Norte y al Sur del arco montañoso de las cordilleras de Chongón y Colonche difiere esencialmente por la circunstancia de que en la zona austral los pisos del Eoceno inferior y del Paleoceno muéstranse bien desarrollados, en tanto que, en el Norte, o faltan por completo, o se reducen a fajas estrechas de aspecto geológico singular.

En el mapa geográfico salta a la vista el notable ensanchamiento del Litoral a partir del Golfo de Guayaquil hasta la frontera Norte. Su núcleo estable se constituye según las observaciones geológicas por una especie de enorme saliente semicircular del antiguo continente paleozoico y abarca aquella gran área del Litoral que está circundada por las bajas cordilleras y elevaciones costeras en sus lados Noroeste, Oeste y Suroeste. Por su importancia geológica, a esta área bien definida que se extiende al pie de la Cordillera Occidental hasta las montañas costeras mencionadas, la llamaremos en adelante Plataforma Daule, conforme al nombre del río principal de la región. El reborde montañoso de la plataforma, aunque poco completo, se perfila así:

En el Norte sale de la Cordillera Occidental una prolongación de la subcordillera Toisán en dirección OSO, apuntando hacia las elevaciones del Norte de la provincia de Manabí, llamadas cerros de Coaque y montañas de Jama. Hacia el Sur, siguen por la costa misma, cerca de Bahía de Caráquez, las montañas de canoa y de Bálsamo y, al Oeste de Portoviejo los cerros de la Hoja que tienen su continuación austral rudimentaria en forma de las elevaciones de San Vicente y Jipijapa. La plataforma, en su lado Sureste, se halla rodeada por el arco completo de las cordilleras Colonche y Chongón, a partir de la costa hasta el río Guayas a cuya orilla opuesta las colinas de Durán y más al Este el cerro de Samborondón, indican, como últimos testigos, la unión anterior con la Cordillera Occidental, unión que ha sido rota por la depresión entre el río Guayas y la Cordillera Occidental, hundida por efectos epirogénicos, relacionados con el alzamiento de la Cordillera Occidental.

Este reborde montañoso de la plataforma debe su origen a las presiones y movimientos efectuados por la orogenia eoterciaria. Al mismo tiempo y por las mismas causas se levantaron y plegaron los cerros de Azúcar y Estancia, en la región al Sur de las cordilleras de Chongón y Colonche.

La plataforma representa, aparentemente, un segmento del primitivo continente sobre el cual se habían vertido los mantos lávicos y aglomeráticos de la Formación Piñón, formando un planchón rígido. Los resultados de la investigación gravimétrica evidencian un exceso de gravedad en el subsuelo de la cuenca del Río Daule y comprueban así la existencia de la plataforma compacta y pesada por las rocas diabásicas de la Formación Piñón, sólo ocultada por una capa relativamente delgada de flojos sedimentos neoterciarios y cuaternarios. Sus franjas exteriores o sus repisas han formado el declive marino del zócalo y constituido el fondo marino de inclinación suave (shelf). A medida que se hunde la plataforma durante el Terciario a causa de movimientos epirogénicos, el mar no solo ha cubierto el declive alrededor de la plataforma, sino que también ha inundado su superficie, tierra adentro, depositando sus sedimentos bajo las diferentes condiciones locales y regionales, que imprimen a las formaciones sedimentarias las diversas facies correspondientes a las variadas profundidades del mar, dirección de las corrientes, etc.

La falta de los pisos inferiores del Eoterciario indica que la inundación de la plataforma empezó sólo desde el Eoceno medio. Las formaciones de arrecifes calcáreos y de conglomerados como base de las calizas del Eoceno medio comprueban la anterior existencia del borde continental de la plataforma y la transgresión marina. La faja oriental de la plataforma, desplegada a lo largo de la base de la Cordillera Occidental, fue alcanzada por la transgresión del mar sólo al fin del Oligoceno, de modo que fue cubierta únicamente de sedimentos miocénicos. En el Cuaternario siguió hundiéndose esta faja oriental, en tanto que la gran parte occidental de la plataforma y sus repisas exteriores emergieron del mar, experimentando la plataforma por eso un movimiento de basculación. Estos interesantes fenómenos serán tratados más tarde en relación con la historia de los diferentes geosinclinales que han desempeñado un papel esencial en la sección ecuatoriana de los Andes.

Como hemos visto, en el Eoceno superior había principiado el proceso del hundimiento general de la región del Litoral, hundimiento que también afectó a la plataforma, excepción hecha de sus bordes montañosos. De este modo se había formado una especie de amplísima ensenada abierta hacia el Norte y limitada al Sur y Suroeste por las elevaciones de las cordilleras Chongón-Colonche y al Oeste por una hilera de islas alargadas que correspondían a las serranías del borde occidental de la plataforma, la cual en vía ya de hundimiento general formaba el fondo de esta extensa ensenada.

Asimismo, al Sur de las cordilleras mencionadas, se había originado una bahía abierta hacia el Sureste que en el transcurso del Terciario se perfiló marcadamente por el hundimiento ruptural de la cuenca tectónica de Progreso, cuyas márgenes constituyeron las formaciones eocénicas a sus lados Norte, Oeste y Suroeste; a saber, las montañas del pie de las cordilleras Chongón-Colonche, los cerros de Azúcar, Engabao y Estancia, cuyo plegamiento remonta a la fase orogénica del Paleoceno.

Los movimientos de hundimiento, interrumpidos local y temporalmente por espasmos de levantamiento perduraron durante el resto del Paleógeno y Neógeno.

Puesto que estos procesos de continuo hundimiento ocurrieron no sólo en la costa terciaria del Ecuador sino también en la de Colombia y del norte peruano, W.E. Nygren (Lit. N° 70, 1950) opina que se trata de un verdadero geosinclinal, que lo denomina geosinclinal Bolívar.

El propósito de descubrir yacimientos petrolíferos exige la aplicación de métodos refinados de investigación. Por eso los paleontólogos y geólogos de la I.E.P.C. han realizado estudios minuciosos con un doble fin: el primero, establecer la correlación cronológica de los diferentes sedimentos terciarios, que componen el subsuelo del Litoral, y el segundo, descubrir las condiciones bioestratigráficas para reconstruir las zonas batimétricas del mar terciario, al fondo de las cuales se han depositado los sedimentos inorgánicos y orgánicos con sus cualidades peculiares de mayor o menor interés en la apreciación de su valor para el progreso de la exploración y explotación. Según la profundidad del mar y su distancia de la costa, difieren grandemente las propiedades petrológicas y el contenido paleontológico de los estratos depositados en diversos lugares del fondo marino. Con base en estas diferencias se distinguen las facies típicas de las formaciones geológicas que, además del contenido de fauna fósil, muestran un desarrollo petrológico muy característico. Sólo el conocimiento extenso de los detalles de la estratigrafía y tectónica permite avaluar las perspectivas de encontrar en el subsuelo los yacimientos petrolíferos con un desembolso mínimo y determinar los lugares donde la localización de perforaciones productivas puede estar coronada con el éxito más seguro posible.

La edad geológica de los estratos está determinada, en primer lugar, por la clasificación cronológica de los fósiles de la microfauna (foraminíferos y radiolarios) en regiones donde las formaciones carecen de fósiles macroscópicamente clasificables, como ocurre en muchas partes del Terciario del Litoral. La investigación de las muestras sacadas de las perforaciones no puede prescindir de los microfósiles, en consideración de su presencia ubicua en los sedimentos marinos; en tanto que el hallazgo de un macrofósil en una muestra tal, queda siempre dejado al azar.

Los foraminíferos pelágicos de alta mar (plancton) resultan especialmente apropiados. A causa de su flotante modo de vivir tienen una distribución amplia, poco afectada por la influencia de las condiciones batimétricas que producen las facies locales. Cuando mueren, se hunden en el fondo del mar y participan en la constitución de la fauna fósil local sin tener relación biológica con la fauna propia del lugar, es decir de la facies local, que por casualidad puede ser nerítica, litoral o de otro tipo.

Por esa razón enumeremos ante todo los foraminíferos pelágicos, importantes para la determinación de edad, llamados también "time-markers" (R.M. Stainforth, 1948) marcadores del tiempo.

Orden: Foraminífera

Familia Globigerinidae

Subfamilia: Globigerininae

Genus: Globigerina

Species

G. danvillensis Howe and Wallis	Eoceno medio y superior
G. wilsoni (?) Cole 1927	Eoc. med. y sup., facies radiolaria
G. triloculinoides (?) Beck	Eoc. sup. a Oligoceno basal
G. aff. Bulloides d' Orb	Eoc. sup. a Oligoceno medio
G. cf. concinna Reuss 1850	Eoc. sup. a Oligoc. medio, piso bajo
G. venezuelana Hedberg	Olig. basal a Olig. sup. y Mioc. med.
G. dissimilis Cushman and Berm	Eoc. sup. último piso a Oligoc. m. piso alto
G. digitata Brady 1879	Oligoceno superior

Genus: Globigerinoides

Species

Globigerinoides conclobata Brady	Oligoceno medio, piso superior
Gls. Triloba Reuss 1850	Oligoc. sup. y Mioceno
Gls. Succulifera Brady	Oligoc. sup. a Mioceno
Gls. rubra d' Orb	Oligoc. sup. y Mioceno
Gls. sp. indet.	Mioc. med. a sup.

Genus: Globigerinatella

Species

Gla. insueta Cushm. & Stainforth	Oligoc. med. piso alto y sup. basal

Genus: Globigerinella

Species

Glga. aequilaterales Brady 1879	Oligoc. sup. a Mioceno inferior

Genus: Hastigerinella

Species

H. eocenica Nutt	Eoceno medio piso alto a superior facies radiolaria tobácea

Subfamilia: Pulleniatininae

Genus: Pulleniatina

Species

P. obliquiloculata Barker & John	Mioceno sup., facies nerítica

Genus: Sphaeroidinella

Species

S. dehiscens Parker y Jones	Mioceno

Subfamilia: Candeininae

Genus: Candorbulina

Species

C. universa Jedlitschka	Oligoc. a Mioceno

Familia: Globorotaliidae

Genus: Globorotalia

Species

Glob. Centralis Cushm. & Bermúdez	Eoceno sup. a Oligoc. medio
Glob. Barissanensis Leroy	Oligoc. med. y sup.
Glob. praemenardii Cushm. & Stain.	Oligoc. sup.
Glob. canariensis d' Orb 1839	Oligoc. sup. y Mioceno
Glob. menardii d' Orb 1829	Límite entre Oligoc. y Mioceno
Glob. fijensis y mulicam. Cushm & Jarvis	Mioceno med. facies nerítica

Entre el enorme número de foraminíferos bentónicos (sedentarios) que viven fijados en el fondo marino, existen muchísimos que han ayudado a la limitación de los pisos terciarios del Litoral. Los géneros Robulus, Bolivinita, Uvigerina, Siphogenerina, Rotalia, Hantkenia y otros suministraron una larga lista de especies suficientemente restringidas a ciertos niveles y series estratigráficas, de modo que valen como "time-markers". R.M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) ha tratado detenidamente sobre el asunto.

Los foraminíferos de mayor tamaño del Terciario de la península de Santa Elena (Larger foraminifera) han sido estudiados por algunos autores. De la publicación de Th. W. Vaughan (Lit. N° 141, 1937) está tomado el resumen siguiente.

Distribución estratigráfica

Eoceno medio

Guayaquil (San Eduardo) Limestone

Discocyclina anconensis Barker

Discocyclina sheppardi Barker

Discocyclina sp. indet. (forma muy tenue)

Middle grits

Discocyclina anconensis Barker

Discocyclina sheppardi Barker

Clay pebble bed

Operculina ocalana Cushman

Operculina floridensis (Heilprin)

Operculinella numilitiformis (L. Rutten)

Lepidocyclina r. douvillei Lisson

Lepidocyclina peruviana Cushman

Gypsina globulus Reuss

Socorro

Operculina ocalana Cushman

Discocyclina (Asterocyclina) sp. cf. A. Asterisca (Gupy)

Lepidocyclina (Polylepidina) sp. t. Barker

Helicolepidina plygyralis Barker

Oligoceno y Mioceno Inferior

Costa cerca de San Pedro

Lepidocyclina (Nephrolepidina) sp. cf. L. verbeeki Newton and Holland test. Barker

Miogypsina panamensis Cushman

Miogypsina panamensis Cushman

R. M. Stainforth (Lit. N° 119) ha completado la lista en lo que concierne al piso superior de la caliza de San Eduardo (Eoceno medio) de facies arrecífica. El género Discocyclina desaparece casi por completo. Entre otros géneros prevalecen Operculinoides y Helicolepidina.

Lepidocyclina atascaderinensis W. Berry

Lepidocyclina r. duvillei Lisson

Operculinoides floridensis (Heilprin) var.

Operculinoides ocalanus (Cushman) var.

Helicolepidina plydyralis Barker

Eoceno Superior

Asociaciones de foraminíferos de mayor tamaño parecidas a la anterior abarcan también el Eoceno superior, que a su vez se distingue por la presencia de Helicostegina soldanensis y la extinción del género Helicolepidina.

Oligoceno Inferior

Está caracterizado por los foraminíferos

Lepidocyclina yurnagunensis Cushman

Lepidocyclina undisa Cushman

Oligoceno Medio y Superior

Aunque la facies arrecífica falte en el Oligoceno Inferior (piso alto) y Medio (piso bajo), los pisos posteriores contienen calizas de Lithothamnium y areniscas arrecíficas como Formaciones basales transgresivas con

Miogypsina (miolepidocyclina) ecuadoriensis Tan.

Amphistegina sp.

Lepidocyclina (Nephrolepidina) sp.

limitando estos estratos arrecíficos al Oligoceno Medio (piso alto) y Superior (piso bajo).

La fauna de los radiolarios aún no está estudiada detenidamente.

Las facies terciarias del Litoral

Las diversas series de los sedimentos marinos se diferencian por determinados tipos de facies en su aspecto litológico y bioestratigráfico, que acusan diferencias en las condiciones físicas y biológicas reinantes durante la deposición de los sedimentos en el fondo marino o en la superficie terrestre. A causa de estas diferencias se han desarrollado pronunciadas variaciones petrológicas entre los sedimentos marinos, ya por el sólo diferir el tamaño de los cantos, guijos o partículas que los componen. A estos distintivos se agrega el contenido de fauna fósil como característica muy importante de las diversas facies. Además de la antes mencionada facies pelágica, de profundidades de alrededor de 250 metros en adelante, hasta unos 1800 a 2000 metros se conocen, según las exposiciones de R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) comúnmente otras cuatro facies en el litoral, que son: la nerítica, la sublitoral, la arrecífica y la de aguas salobreñas (semi dulces). Un quinto tipo es la facies tobácea radiolaria, que debe ser considerada como de zona marina fría, a lo largo del curso de una corriente antártica.

La facies nerítica comprende las Formaciones marinas depositadas en las repisas de la plataforma continental, llamadas Shelf, en profundidades de 20 a 40 metros hasta 250 metros algo más o menos. Se trata de estratos arenosos, arcillosos y margosos hasta calcáreos. En las cercanías inmediatas de la costa predominan sedimentos de la facies sublitoral de acumulaciones de arenas gruesas y conglomerados. Las aguas tropicales poco hondas, a lo largo de la antigua línea costera, han favorecido la formación de arrecifes y sus detritus característicos que constituyen franjas anchas de depósitos calcáreos correspondientes a una facies arrecífica. Debe ser estimada como configuración especial de la facies sublitoral y se distingue por el grano grueso de sus sedimentos y por una fauna típica de corales, foraminíferos orbitoides y demás formas sedentarias. Según su composición mineralógica predominante, la facies se presenta ya calcárea, ya arenosa.

La facies de agua salobreña (semi dulce) corresponde a regiones de disminuida salinidad de las aguas marinas, disminución causada por la desembocadura de agua fluvial en gran escala o en bahías extensas o lagunas de reducida comunicación con el mar abierto. Los sedimentos incluyen regularmente substancias carbonosas, en variable cantidad, provenientes de fragmentos leñosos acarreadas por los ríos. La estructura y composición litológica es comúnmente muy variada si se piensa, por ejemplo, en las Formaciones de deltas y estuarios.

Entre los conjuntos bioestratigráficos terciarios del Litoral ecuatoriano, la aparición de una facies radiolaria tobácea de sumo interés, llamó especialmente la atención, porque se ha repetido en todos los pisos de los sedimentos marinos, a partir del Eoceno Medio hasta el Mioceno Medio. Su fauna de radiolarios y de ciertos moluscos indica un ambiente frío. Muchas razones, a continuación expuestas, comprueban que esta facies marca el curso de una corriente fría antártica, comparable con la actual de Humboldt. Representa en general una facies pelágica. Lutitas tobáceas laminadas, de grano fino, en parte silicificadas, con intercalaciones de areniscas conglomeráticas resultan el tipo dominante de los sedimentos de esta facies. El contenido de toba aún no significa un distintivo característico, porque en gran parte, los sedimentos clásticos terciarios son tobáceos, en tanto que los sedimentos de la facies radiolaria siempre lo son. De importancia decisiva es el hecho de que su microfauna abunda en radiolarios y carece casi por completo de foraminíferos. Fuera de eso, en el Sur del Litoral, la facies radiolaria se distingue por una megafauna de moluscos típica de los géneros Thyasina, Acilia, Lucina y otros también significativos de un ambiente frío.

Además, esta facies de corriente fría se muestra siempre desarrollada al Oeste de la normal facies marina contemporánea, es decir mar adentro. La transición lateral a otras facies es abrupta por el cambio brusco de la fauna, pero no exactamente marcada en su composición litológica. En diferentes pisos fueron observadas transiciones a facies neríticas normales, sublitorales y cercanas a las aguas salobreñas. Estos últimos fenómenos nos obligan a imaginarnos que el modo de originarse la facies radiolaria es independiente de la profundidad del mar; la cual, empero es un factor decisivo en la formación de los demás tipos peculiares de facies. Por eso la facies radiolaria no puede ser considerada como zona batimétrica en el sentido normal.

Los fósiles de radiolarios y moluscos característicos de un ambiente frío, la falta de foraminíferos pelágicos, amantes de aguas calientes y la destrucción de los últimos a lo largo de las márgenes de la facies radiolaria, son indicaciones claras de que una temperatura fría reinó en la extensión de esta facies.

Resumamos: La circunstancia de que las Formaciones litológicas de la facies radiolaria incluya sedimentos de varias profundidades, inclusive de aguas bajas, y que los foraminíferos pelágicos, como también los bentónicos, fueran excluidos del conjunto de la fauna de la facies radiolaria, deben comprobar que se había tratado, en esta facies, de aguas superficiales frías de una corriente polar, que ha creado el ambiente peculiar de la facies radiolaria. Con todo, está evidenciado un hecho interesantísimo: En tiempos terciarios ha existido una corriente fría antártica, idéntica a la corriente de Humboldt.

R. M. Stainforth (Lit. N°119, 1948) menciona que la facies radiolaria pudo ser comprobada en el Litoral a partir del Eoceno Medio (piso superior) hasta el Mioceno Medio. Durante este largo lapso de tiempo se había manifestado, casi sin interrupción, en las regiones al Este de la actual línea costera, variando sus desplazamientos orientales de acuerdo con los cambios paleogeográficos. Sólo por un intervalo corto del Oligoceno Superior se evidencia la falta de la facies radiolaria en el Litoral mismo, es decir, se comprueba que la corriente fría había trasladado su curso aún más al Oeste de la actual línea costera, a una posición que corresponde a su curso actual. Es posible deducir que había existido, a relativa poca distancia mar adentro, porque se hace notable la disminución marcada de foraminíferos pelágicos en la facies nerítica, que había reemplazado la radiolaria, disminución ocurrida en zonas no protegidas contra la influencia de las aguas frías de la corriente vecina.

Con la emersión de las partes costeras del Litoral, a fines del Terciario y principios del Cuaternario, la corriente fría quedó definitivamente desplazada hacia el Oeste, fuera de las regiones del Litoral, para tomar su curso actual.

Región litoral al Sur de las Cordilleras de Chongón y Colonche hasta la Isla de Puná

La cuenca de hundimiento de Progreso es el elemento estructural más importante de esta región. Ha sido sumergida entre las Formaciones antiguas del Terciario y, rellenada posteriormente, con sedimentos miocénicos, figurando por eso en el mapa geológico como superficie extensa del Mioceno. Hacia sus bordes afloran las Formaciones cada vez más antiguas, separadas entre sí por fallas escalonadas, causadas por el hundimiento ruptural de la cuenca. Las antiguas Formaciones terciarias, que pertenecen al Eoceno medio y superior, la circundan en apreciables extensiones. Hacia el Suroeste de la Península afloran series de estratos terciarios aún más antiguos.

Paleoceno y Eoceno Inferior

Los afloramientos del Paleoceno y Eoceno Inferior se exhiben en una zona entre Guayaquil y Santa Elena en los alrededores de los pueblos Azúcar y Engabao; a saber, en los Cerros Ánima, Alto y Verde, además en los cerros de Estancia y Chanduy, en la costa suroccidental de la Península. La Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd. de Ancón ha descubierto Formaciones del Paleoceno y Cretáceo Superior, en sus perforaciones, a profundidades de más de 3000 metros.

Bajo el nombre de **Formación Azúcar** la I.E.P.C. ha reunido los pisos Estancia, del Paleoceno, con inclusión del Daniense, y los de Chanduy y Engabao del Eoceno Inferior. Las investigaciones de la microfauna le han permitido a H.E. Thalmann limitar la edad de estos pisos (Lit. N°134, 1946a).

Los estratos Estancia, del Paleoceno y Daniense (Cretáceo Superior) afloran con buzamientos bastante empinados en los cerros de Estancia y Azúcar y en áreas apreciables a veinte kilómetros al Suroeste de Guayaquil. Constituyen un conjunto tectónico complejo de innumerables bloques fallados. Se componen de areniscas micáceas, esporádicamente carbonosas, de estratificación fina. El material tobáceo, tan característico de las Formaciones terciarias posteriores, falta por completo. Sólo el género de foraminífero Rzehakina ha suministrado una especie servible para la limitación de la edad de los estratos, la cual, probablemente, baja hasta el Daniense del Cretáceo Superior.

Las Formaciones análogas a las anteriormente mencionadas, la Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd., las ha denominado areniscas y lutitas laminadas de San José (San José sandstones y San José shales respectivamente). Fueron encontradas en las perforaciones más profundas y correlacionadas con la Formación Estancia por su igualdad litológica y su contenido idéntico de foraminíferos.

La asociación pobre de foraminíferos arenosos, regularmente deformados, indica según H.E Thalmann (Lit. N° 134, 1946a), que los sedimentos representan una facies de agua menos salobre, con excepción de las lutitas marinas de San José (San José shales) de Ancón.

Los estratos de **Chanduy** (piso Inferior del Eoceno Inferior) afloran con buzamientos bien elevados en los cerros de Azúcar y Chanduy. Se caracterizan por series de areniscas macizas de color gris (endurecimiento regular) y areniscas silíceas alternantes con conglomerados cuarcíticos y pocas capas duras de negra lutita laminada, que contienen interposiciones de capas de areniscas grisáceas. Corresponden al Atlanta sandstone (arenisca de Atlanta del Eoceno Inferior) de las perforaciones profundas del campo petrolífero de Ancón.

Los estratos de **Engabao** (piso superior del Eoceno Inferior) comprenden macizas areniscas suaves de color café grisáceo con concreciones en formas de balas de cañón, y, predominantemente, lutitas laminadas en alternación con areniscas bien estratificadas, además de capas de conglomerado cuarcítico, en concordancia con los Atlanta shales (lutitas de Atlanta, campo petrolero de Ancón). Afloran en los Ceros de Estancia y sus estribaciones, cerca de Engabao.

La mayor parte del petróleo parafínico, producido en el campo petrolero de Ancón proviene de las mencionadas Formaciones profundas del Paleoceno y del Eoceno Inferior.

La I.E.P.C. captó en una de sus perforaciones, que llegaron a estas Formaciones, reducidas manifestaciones de petróleo, pero no en cantidades comerciales.

Eoceno Medio

En la región de Ancón fue descubierta una Formación muy interesante llamada “Clay pebble bed”, por los geólogos de la Anglo-Ecuadoria Oilfields Ltd. la cual puede ser estudiada, con facilidad, cerca de Ancón, a lo largo del acantilado de la costa, representa una especie de milonita arcillosa de espesor muy variable de 30 a 350 metros. Se trata de un corrimiento de un enorme paquete de sedimentos de miles de metros de espesor y en la extensión de centenares de kilómetros, compuesto de lutitas y areniscas estratificadas, paquete que había resbalado sobre un plano de dislocación originalmente poco inclinado mar adentro, cortando de vez en cuando los planos de estratificación y produciendo por el resquebrajamiento de los estratos afectados, una capa de aglomeración milonítica de rocas trituradas duras y suaves, de modo que las últimas forman una matriz plástica que alberga los fragmentos del material resistente, inclusive arcilloso. El ángulo de discordancia entre el **clay pebble bed** y los estratos cortados es muy pequeño y disminuye hasta disimular su concordancia. El plano inferior del **clay pebble bed** muestra tanto irregularidades como elevaciones y depresiones. En cambio, la superficie es más regular y corta en ángulo agudo los planos de estratificación de las capas superpuestas, o se encuentra en conformidad disimulada.

El **clay pebble bed** exhibe una mezcla de cantos parcial o íntegramente rodados y pulidos, de arcilla dura, en una matriz arcillosa bien amasada, de contenido variable de arena. Su color es gris. Adicionalmente, contiene cantos aislados y bloques parcialmente redondeados de arenisca estratificada, caliza foraminiferal y arenisca gruesa conglomerática, de medio a un metro de diámetro, fósiles rotos y pocos foraminíferos.

La naturaleza de los fragmentos rodados varía naturalmente según el carácter litológico de las capas que han colapsado a lo largo del trayecto de traslación. Por el proceso de resbalamiento han sido trituradas series enteras de varios tipos de rocas, o estratos de un sólo tipo de ellas. Por el corrimiento a gran distancia – se trata de muchos kilómetros – se ha efectuado un entrevero de los cantos rodados en la masa arcillosa (milonita gigantesca), en la cual, sin embargo, pueden predominar, según las circunstancias, ciertos tipos litológicos.

También entre las capas situadas inmediatamente encima del **clay pebble bed** han ocurrido deslizamientos en menor escala. Encajados en medio de estratos duros, no afectados, hay fenómenos de molimiento, plegamiento y amasamiento, igual que en una capa de milonita concordante, intercalada de poco espesor, que ha causado de colapsear por falta de suficiente rigidez, se transfiguró en una especie de lubricante entre las capas movidas de mayor resistencia. Además, se han producido deslizamientos, aproximadamente paralelos al **clay pebble bed** y de aspecto normal, dotados de reducidas milonitas de rozamiento.

Aunque el **clay pebble bed** adquiere considerables espesores que junto con las perforaciones han comprobado su extensión subterránea en grandes áreas, no debe ser considerado como verdadera unidad de la columna estratigráfica, sino como una de las manifestaciones de dislocación, que ocurrieron por efectos de la gravedad, que acciona en dirección opuesta a la de la orogénesis, es decir no por causas orogénicas en sentido propiamente dicho.

En condiciones análogas se hallan, en el Noroeste del Perú, deslizamientos acaecidos entre las series sedimentarias del Eoceno Medio (Lit. N°2, 1938). La tendencia de las enormes acumulaciones de sedimentos en la inmediata cercanía de la costa, a resbalar en dirección hacia el fondo de las profundas fosas marinas ha sido favorecida, 1) por la ligera inclinación de las capas en dirección a la fosa, 2) por los estratos arcillosos de gran espesor intercalados en las secciones inferiores de las masas movidas, 3) por el enorme peso del paquete de sedimentos de muchos centenares hasta miles de metros de espesor y 4) por no poder apoyarse en el fondo marino, que, en continuo movimiento de hundirse, cedió a las masas en vía de deslizarse. Aun en la actualidad estas fosas profundas, a lo largo de la costa occidental del continente se manifiestan, por su pronunciada sismicidad, como tectógenos activos.

El **clay pebble bed** de la Península de Santa Elena reposa, por una parte, sobre lutitas laminadas y por otra parte sobre areniscas llamadas **Middle grits** en el campo petrolero de Ancón. Está dislocado por el “block faulting” (fallamiento en bloques), de la misma manera que las Formaciones sedimentarias que lo albergan. Consiguientemente no tiene ninguna relación genética con aquellos movimientos orogénicos que partieron las series terciarias en bloques y cambiaron las posiciones de ellos, preferentemente en sentido vertical.

Las perforaciones del campo petrolero de Ancón han descubierto debajo del **clay pebble bed** la Formación estratigráfica de areniscas llamada **“Middle grits” (areniscas medias)** que representan el piso inferior del Eoceno Medio. En cambio, encima de los **clay pebble beds** aparecen los **“Socorro beds"** (Lit. N°114, 1937) y se distinguen por contener las areniscas petrolíferas, que suministran el petróleo asfáltico. Se encuentran intercalados, en configuración de estratos cuneiformes, entre arcillas laminadas. Se caracterizan por la presencia de foraminíferos Lepidocyclina y Orbiculina, que se hallan también en los afloramientos de los pisos inferiores del así llamado grupo Ancón, al Sur de los cerros de Azúcar, de modo que la Formación Azúcar se correlaciona con los mismos “Socorro beds”.

Fuera del campo petrolero de Ancón, la I.E.P.C. ha reunido los **Socorro beds**, el **clay pebble bed** y los **Middle grits** del Eoceno Medio con los **Seca shales** del Eoceno Superior, bajo la denominación de Grupo de Ancón.

En la fábrica de cemento “Rocafuerte” de San Eduardo, cerca de Guayaquil, se utilizan las calizas de una zona de sedimentos calcáreos denominados Caliza de San Eduardo o Guayaquil limestone (Lit N°114, 1937). Constituyen el flanco Sur de la Cordillera de Chongón, en una extensión longitudinal de unos 30 kilómetros, en dirección occidental de la fábrica de cemento. Están compuestos de bancadas macizas de caliza, de contenido de foraminíferos de género de Discocyclina y de fragmentos de corales (facies arrecífica), con intercalaciones de capas silíceas y arcillosas. El máximo de su espesor alcanza hasta los 300 metros. Se superpone, como transgresión, a las Formaciones cretácicas Guayaquil y Callo de las Cordilleras Chongón y Colonche.

Cantos rodados de caliza que se hallan en el **clay pebble bed**, contienen una asociación foraminiferal de Discocyclina-Operculinoides-Helicolepidina (Lit. N°119, 1948) y manifiestan así rasgos de la misma facies arrecífica del piso superior del Eoceno Medio. Una idéntica fauna exhibe la caliza de Javita, desarrollada con interrupciones a lo largo del flanco suroccidental de la Cordillera de Colonche.

Estas indicaciones de una facies arrecífica afirman la penetración transgresiva del mar eocénico sobre el borde austral y occidental de la plataforma de Daule, parte del continente que entre el Cretáceo Superior y el Eoceno Medio se había encontrado libre de mar, formando tierra firme durante este lapso de tiempo. Con el Eoceno Medio, empero se inició la sumersión (transgresión marina) y se extendió desde el Este (región de San Eduardo) hacia el Oeste donde, cerca de Salanguillo aflora la arenisca orbitoidal de Javita, 15 kilómetros al Este del pueblo Colonche, como verdadera facies arrecífica del Eoceno Medio.

Como veremos más tarde, la propagación de Formaciones arrecíficas del Eoceno Medio se afirma también en la región de Manta en forma de los “Orbitoidal grits” (areniscas orbitoidales) en la Punta Tinosa, 12 kilómetros al Este de Manta y como calizas arrecíficas en la Punta Ostiones (30 kilómetros al ENE de Esmeraldas), en el río Verde (25 kilómetros al SE de Esmeraldas) y en el curso superior del río Santiago en la provincia de Esmeraldas. Así, del Eoceno Medio al Superior, la mayor parte del borde de la plataforma Daule fue alcanzada por la transgresión incipiente. Posteriormente, en consecuencia del hundimiento progresivo de la plataforma, la transgresión marina se extendió hacia el Este hasta llegar, durante el Mioceno, al pie de la Cordillera Occidental recién nacida.

Eoceno Superior

La transgresión del mar terciario había ido ampliándose durante el Eoceno Superior. El mapita adjunto (Croquis N° 8) indica la extensión del mar eocénico, que en el Norte y Sur, alcanza el pie de la juvenil Cordillera Occidental. Extensas áreas del Noroeste de la plataforma Daule fueron invadidas por las aguas marinas.

Las Formaciones arrecíficas ya mencionadas de la caliza de Salanguillo, y, además, las lutitas laminadas de Jusá, al Este de Colonche, pertenecen al Eoceno Superior. Las últimas representan una facies nerítica fuertemente influenciada por la facies radiolaria vecina de su lado Oeste (Lit. N° 119, R. M. Stainforth, 1948). También cerca de Morro, 25 kilómetros al Sureste de Guayaquil afloran en el borde de la cuenca tectónica de Progreso una parte reducida de “red beds” y areniscas sin fósiles que fueron atribuidas al Eoceno Superior.

En la región de la Península de Santa Elena y su extensión hacia el río Guayas, las lutitas laminadas con la denominación “Seca shales” (Lit. N° 114, 1937) representan una de las Formaciones principales del Eoceno Superior.

Litológicamente, se trata de un grupo de lutitas laminadas, en capas delgadas bastante uniformes, de color gris oscuro que va hasta negro, con intercalaciones locales de arenisca delgada.

Las superficies descompuestas de los afloramientos cambian de color, de gris claro hasta blanco. Estas lutitas se destacan por concreciones de diferente tipo, cuyo origen Sheppard lo atribuye a la acción de la descomposición superficial. Ha podido comprobar que: 1) la estratificación original de las capas pasa por la masa de las concreciones, que a veces alcanzan longitudes de muchos metros, y 2) en las perforaciones de profundidad de 120 metros el aspecto litológico y químico de las lutitas es completamente diferente del que aparece en el afloramiento superficial. Por migración molecular parece que se hubieran formado, en las lutitas alteradas de la superficie, capas bentoníticas de saponita y, especialmente, en las grietas y fisuras de las concreciones, precipitaciones de yeso, hidróxidos y óxidos de hierro (hematites) además de sílice, el último formando lindas rosetas calcedónicas de Beekita.

Los afloramientos de las **lutitas Seca** se extienden por múltiples áreas de la Península de Santa Elena. La quebrada Seca, cerca del campamento petrolero de Ancón, es el lugar típico de la Formación, que en esta zona se prolonga en dirección Este, a lo largo de la costa, hasta la Punta Mambra. Además, ocupan las **lutitas Seca** la franja costera entre San Pablo, al NE de la Libertad, y Valdivia, al NO de Colonche.

La fauna básica de las lutitas, que ostentan acentuadamente la facies radiolaria, consiste en una abundante asociación de radiolarios con algunos foraminíferos Hastigerinella eocénica Nuttal y Globigerina wilsoni cole. Existe evidencia de transición gradual a la facies nerítica normal, verticalmente hacia arriba, en el caso de Valdivia, en la costa al Noroeste de Colonche y, lateralmente, en dirección Este, entre Ancón y Punta Mambra de la costa austral de la península y en la zona del río Jusá (Jusá shales = lutitas de Jusá), 10 kilómetros ESE de Colonche.

R. M. Stainforth (Lit. N°119, 1948) menciona que en los alrededores de Punta Mambra las lutitas contienen capas ocasionales con una asociación de macroforaminíferos arrecíficos (Lepidocyclina, Operculinoides y Helicostegina).

Los sedimentos de los márgenes occidentales de la cuenca tectónica de Progreso se caracterizan por material clástico grueso, de modo que afloran allá areniscas predominantes, con una fauna rica en moluscos, y con lutitas poco foraminiferales en su base. Estas Formaciones se llaman **areniscas de Zapotal y Posorja**, de acuerdo con los lugares de sus afloramientos típicos cerca de Zapotal y a lo largo del borde nororiental de los cerros de Estancia y en los alrededores de Posorja, en el Estuario del río Guayas frente a la isla de Puná.

Son Formaciones de transición del Eoceno Superior al Oligoceno, porque las lutitas basales contienen foraminíferos indicadores del Eoceno Superior (Lit. N° 119, 1948); en cambio, los moluscos de las areniscas fueron atribuidos por A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1942) al Oligoceno. Las areniscas carecen de foraminíferos y pertenecen a la facies sublitoral. Conforme a la microfauna, R. M. Stainforth ha determinado la facies de las lutitas subyacentes como salobreña del mar somero.

Oligoceno Inferior

En general la situación paleogeográfica del Oligoceno ha sido igual a la del Eoceno Superior. Sin embargo, los afloramientos de las Formaciones oligocénicas se presentan en mayor extensión, porque cubren en muchos casos las rocas eocénicas.

En la región al Sur de las cordilleras Chongón-Colonche los estratos oligocénicos muestran regularmente contacto tectónico con las Formaciones del Eoceno, aunque sus áreas superficiales son menos extensas, porque fueron tapados en gran parte por los posteriores depósitos del Mioceno.

Los sedimentos del Oligoceno representan por lo regular acumulaciones de deltas fluviales y de aguas salobreñas semidulces, de poca profundidad, y están constituidas de conglomerados gruesos hasta finos, areniscas gruesas, finas o lamosas y lutitas de diferente coloración, como se puede observar en la cuenca tectónica de Progreso y en los sedimentos de Punta de Ancón.

Hay que comprender que la cuenca tectónica de Progreso había formado una extensa bahía o ensenada abierta hacia el Sureste, habiéndose formado como depresión ruptural a manera de un “graben” en vía de hundimiento continuo, que se había realizado a lo largo de fallas en los bordes Oeste, Suroeste, Norte y Noroeste de la cuenca.

Las fallas, habiendo roto las Formaciones eocénicas, las aguas marinas entraron por el lado Sureste. A medida que se depositaron los sedimentos en el interior de la cuenca tectónica, se produjo el hundimiento de su fondo, hasta que al fin del Mioceno cesó este movimiento, completando el relleno las torrenciales aguas dulces, que acarrearon los materiales detríticos provenientes de las elevaciones vecinas. En la parte occidental de la cuenca hundida quedan descubiertos los sedimentos de las Formaciones oligocénicas **Zapotal** y **Dos Bocas**, mientras el resto de la cuenca lo ocupan Formaciones posteriores miocénicas.

Los estratos de la **Formación Zapotal** (Oligoceno Inferior) afloran alrededor del pueblo del mismo nombre, limitados hacia el Oeste por las fallas que han servido al movimiento deslizador del hundimiento ya mencionado. Se componen predominantemente de conglomerados cuarcíticos y areniscas duras, intercaladas por capas de arenisca porosa quebradiza, de grano grueso y capas de fina piedra pómez consolidadas. Además, ocurren estratos de arcilla laminar, alternantes con arenisca de capas delgadas, en las cuales se encuentran comúnmente restos de plantas silicificadas (Lit. N° 119, 1948). La Formación ofrece el aspecto de facies de agua salobreña semidulce. Las intercalaciones, poco resistentes a la descomposición, han sido erosionadas de modo que, en el terreno, las rocas duras y muy consistentes forman altos barrancos escarpados y se levantan conspicuamente sobre las ondulantes colinas arcillosas de la Formación Seca (Seca shales) del Eoceno Superior.

El ciclo de la sedimentación del Grupo Zapotal lo terminan estratos de facies de agua salobreña semidulce, caracterizados por el contenido de restos fósiles vegetales, aparte de restos de la microfauna marina. Aunque en Formaciones de este tipo puede presumirse la existencia de petróleo, las perforaciones de la I.E.P.C., que cruzaron las capas Zapotal, no han producido sino ligeras manifestaciones de gas y petróleo.

Otros afloramientos de areniscas del tipo Zapotal se hallan también cerca de Posorja (arenisca de Posorja).

El barranco oriental de la punta de Ancón exhibe un corte muy apropiado al estudio. Se trata allí según A. A. Olsson (Lit. N°74, 1952) del Oligoceno Inferior. En cambio R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) lo atribuye al Eoceno Superior.

Puesto que las capas buzan ligeramente al Sur, la Formación de cerca de 500 metros de espesor aflora con todos sus estratos singulares. El conglomerado basal, como piso inferior, está superpuesto en discordancia al Eoceno Superior (según la opinión de Olsson). Hacia el Sur aparecen areniscas tabulares, lutitas laminadas y la conocida arenisca maciza con concreciones esféricas de 20cm hasta 1.20m de diámetro; se superponen areniscas y arcillas alternantes y, como piso superior, la así llamada Arenisca blanca de Ancón, en el extremo Sur de la punta.

Oligoceno Medio y Superior

Tanto al Norte como al Sur del pueblo Dos Bocas, 40 kilómetros al Este de Santa Elena, se apoya sobre la Formación Zapotal una serie de lutitas laminadas, denominada **Formación Dos Bocas.** Además de características concreciones dolomíticas largas, se intercalan rítmicamente lutitas tobáceas de facies radiolaria, lutitas con microflora de diatomeas y lutitas con foraminíferos indicadores de **facies nerítica**, lo que comprueba el influjo de aguas del mar abierto en la cuenca, por lo menos durante períodos limitados.

Asimismo, capas de la Formación Dos Bocas aparecen al Este de los cerros de Estancia.

En virtud de las variaciones de la microfauna, han sido separados localmente los estratos **Rodeo**, **La Cruz** y **Subibaja.** La última Formación está en plena transición al Mioceno y, en su mayor parte, pertenece ya al Mioceno Inferior.

Cerca de San Pedro, en la costa, entre Punta Ayangue y Valdivia unos pocos kilómetros al ONO de Colonche, hay restos de arrecifes calcáreos con Miogypsina que marcan la transición inicial del Oligoceno Superior, transgresión que terminará el estado de movimiento epirogénico, equilibrado durante unos lapsos de tiempo, del Oligoceno Medio. Se había formado hasta tierra firme en la zona de Manta-Tosagua; pronto se iniciará de nuevo un período largo de hundimiento.

Otra localidad muestra una acumulación de bloques rodados de caliza de Miogypsina entre los tributarios principales del río Jusá, a unos 10 kilómetros en dirección Este de Colonche.

Mioceno

El mar del Mioceno Inferior había cubierto aproximadamente las mismas extensas áreas que ocuparon las aguas marinas del Oligoceno Superior. Pero los movimientos epirogénicos de hundimiento siguieron y, de consiguiente, ganan terreno las transgresiones marinas. Libres de inundación quedaron todavía las elevaciones de las cordilleras Chongón-Colonche y su continuación rudimentaria hacia ESE, formada por las montañas de Taura y Masvale.

Estas serranías y, al Sur de las Cordilleras Chongón y Colonche, los cerros de Azúcar y Estancia-Engabao, fueron alzadas a principios del Terciario, en el intervalo entre Eoceno Superior y Oligoceno Inferior, como repercusión de los acontecimientos tectónicos de la orogénesis principal (Laramide) de la Cordillera Occidental.

Lo mismo se puede decir de las elevaciones costeras de las provincias de Manabí y Esmeraldas…. Todas las montañas y cordilleras enumeradas carecen de sedimentación miocénica.

Durante el Mioceno desaparece por completo la facies nerítica de los sedimentos marinos y está reemplazada por la facies sublitoral y preferentemente por la de agua salobreña. Este fenómeno se explica por el hecho de que en este periodo tuvo que efectuarse el relleno final de las restantes ensenadas y depresiones del fondo marino. Preponderan los depósitos de aguas marinas someras, deltaicas y sublitorales que llevarán a cabo la acumulación final de sedimentos marinos en la mayor extensión del área actual del Litoral y su alzamiento a niveles cercanos a los actuales.

Las Formaciones miocénicas han sufrido perturbaciones tectónicas relativamente reducidas. Muestran ligera ondulación orogénica y buzamientos suaves, aparte de poca dislocación por fallas normales, en contraposición a las series más antiguas, a menudo fuertemente plegadas o falladas en bloques.

Mioceno Inferior

Puesto que el mar miocénico no ha cubierto las elevaciones del borde occidental de la cuenca tectónica de Progreso (A. A. Olsson, Lit. N° 74, 1942), tampoco se explica que la zona de allí hacia el Oeste, la **Formación Subibaja** del Mioceno Inferior, se hubiera originado por material clástico acarreado a la cuenca desde el Oeste y depositado en aguas marinas de poca profundidad, resultando areniscas grisáceas, arcillas arenosas y areniscas lamosas con intercalaciones de capas arcillosas, complejo que representa según R. M. Stainforth, una típica facies de agua salobreña desarrollada por transformación de la subyacente facies subnerítica de la Formación Dos Bocas.

Mioceno Medio

La Formación Subibaja del Mioceno Inferior está cubierta concordantemente por los sedimentos de la Formación Progreso, distinguida por la misma facies poco salobre, y forma el relleno final de la cuenca, que ha servido de recipiente de depósitos sedimentarios durante el Terciario. Consiste de capas lamosas de arenisca suave, arcilla laminada con guijos de arenisca y conglomerado fino. Se interponen estratos bentoníticos y algunas capas de bentonita pura.

El espesor total de los sedimentos miocénicos de la cuenca de Progreso asciende a más de 2000 metros.

Durante el Mioceno, la cuenca había quedado abierta hacia el SE y por eso su fauna de moluscos fósiles se relaciona con la del Noroeste de la vecina República del Perú, en mucho mayor grado que a la fauna panameña.

Mioceno Superior y Plioceno

Sedimentos miocénicos se encuentran desarrollados en la parte septentrional del canal de Jambelí y además en la Isla Puná. Están tapados en su mayor extensión por tablazos marinos del Cuaternario. En la mitad de la isla, un afloramiento pequeño del Oligoceno Superior (Dos Bocas) asoma al lado de un área mayor de la Formación Progreso, del Mioceno Medio, cubierta en el lado noroccidental de la isla por la Formación Cerro Malo del Mioceno Superior, cerca de la elevación del mismo nombre. En la orilla, al pie de este cerro, afloran las Formaciones locales Placer (Mioceno Superior), Pre-Puná y Puná del Plioceno. Las colinas del lado suroccidental han sido formadas por sedimentos plio-pleistocénicos de arenas y arcillas estratificadas, llamadas Formaciones Lechuza Inferior y Superior, respectivamente.

En general, las Formaciones miocénicas de la isla consisten de sedimentos arenosos y algo lamosos, arcillas y aglomerados volcánicos en su base, todo poco solidificado.

La región Litoral al Norte de las Cordilleras Chongón y Colonche

Paleoceno y Eoceno Inferior

Del cuadro sinóptico de la estratigrafía del Terciario (tabla 3) se desprende que al Norte de las cordilleras Chongón y Colonche faltan las Formaciones del Paleoceno y Eoceno Inferior, es decir, en toda la extensión de la plataforma de Daule y la región de la provincia de Esmeraldas.

Las Formaciones del Cretáceo Superior y el basamento volcánico Piñón asoman por afloramientos al pie y en las estribaciones septentrionales de las cordilleras Chongón y Colonche, como también aisladamente en las elevaciones costeras de la provincia de Manabí, las que tienen su comunicación, con interrupciones, en dirección NE, con las estribaciones suroccidentales de la cordillera de Toisán y de este modo con la Cordillera Occidental. Afloran como puestos avanzados en la región del río Verde, al SE de Esmeraldas. Sin embargo, en todas estas localidades no aparecen Formaciones del Paleoceno y Eoceno Inferior, como regularmente ocurre en la región al Sur de las cordilleras Chongón y Colonche, donde se superponen transgresivamente al Cretáceo Superior y su basamento volcánico Piñón.

Este fenómeno indica que la propia plataforma de Daule ha quedado como tierra firme durante el Paleoceno y Eoceno Inferior y ya desde el despliegue de la Formación Piñón, a fines del Jurásico y principios del Cretáceo. De consiguiente, no existen sedimentos de estos pisos en las regiones tierra adentro de la plataforma, a excepción de sus bordes y unas bahías amplias bañadas por el mar; esto significa, pues, que en sus exteriores declives han podido depositarse sedimentos del Cretáceo Superior, entremezclados con las masas lávicas y piroclásticas del Piñón.

Con el Eoceno Medio se inicia el hundimiento de la plataforma Daule. El mar penetra e inunda transgresivamente una gran parte de este segmento continental, avanzando a partir de la costa noroccidental. El mapita paleogeográfico (Fig. N° Cr 8) del Ecuador occidental (Lit. N° 59, 1956, p. 284) demuestra la extensión máxima que el mar terciario había ocupado durante el Eoceno.

H. E. Thalmann (Lit. N° 134, 1946a, p. 347) ha reconocido que ninguna Formación del Paleoceno ha sido observada, ni en la provincia de Manabí, ni en la de Esmeraldas, donde los estratos más antiguos son las calizas con Discocyclina de la Formación Santiago, equivalentes a las calizas de San Eduardo (San Eduardo limestone).

Eoceno Medio

Los sedimentos del Eoceno Medio descansan discordantemente sobre las Formaciones Callo y Guayaquil del Cretáceo superior y las lavas básicas e intermedias, aglomerados y tobas volcánicas, que por los geólogos de la I.E.P.C. han sido juzgados como Formación "Piñón" en la provincia Manabí y en las perforaciones de la parte occidental de la provincia Esmeraldas; en la parte oriental, las capas del Eoceno Medio lindan con los afloramientos de la Formación Diabasa-Porfirita de la Cordillera Occidental. Por eso sería admisible la opinión de que el basamento volcánico de los estratos eocénicos medio y superior en esta zona y las rocas volcánicas de la Formación Diabasa-Porfirita sean idénticas. También los geólogos de la I.E.P.C. anotan en sus informes que "lavas basálticas y andesíticas, en parte vesiculares y aglomerados correspondientes", deben ser consideradas como rocas volcánicas del basamento. Formaciones similares de la provincia de Manabí han sido atribuidas al Piñón. En cambio, en la provincia de Esmeraldas, evitan la denominación Piñón y estiman, por precaución, las rocas andesíticas del basamento volcánico como preterciarias (= porfiritas de la Formación Diabasa-Porfirita), afirmando también, que no exista ningún conocimiento de los estratos sedimentarios subyacentes a este así llamado basamento, al que podrían corresponder las rocas volcánicas en las cabeceras del mayor número de los ríos del área de **Telembí**.

En la provincia de Manabí y en la parte occidental de la provincia de Esmeraldas, las series de calizas macizas, intercaladas por capas delgadas silíceas y tobáceas fueron denominadas **Formación San Eduardo,** porque se relacionan con la Formación del mismo nombre, al Sur de las Cordilleras Chongón-Colonche. A esta misma están asimismo correlacionadas las **calizas Santiago** (véase Tabla N° 2). Ambas Formaciones calcáreas descansan discordantemente sobre el basamento volcánico arriba mencionado.

Ocupando una faja estrecha al pie de la Cordillera Occidental, los afloramientos de la Formación Santiago se exhiben en las cabeceras de los ríos del área de Telembí, en primer lugar, en el río Santiago, en cuyo curso superior está situada la localidad del afloramiento típico. No ha sido posible comprobar su existencia en otros lugares del subsuelo de la provincia de Esmeraldas a causa de que falta la Formación en las perforaciones "Camarones" (península Galeras), "Borbón" y "Telembí" de la I.E.P.C.

La composición litológica de la Formación es como sigue: Caliza maciza de color gris, variando a gris pardusco, y arenisca calcárea con un conglomerado cerca de su base. Las capas buzan en dirección NO y su espesor mide 500 metros sobre el basamento volcánico.

R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) atribuye estas calizas a la facies arrecífica, por su contenido de Helicolepidina poligyralis. Por su existencia reducida en el subsuelo se deduce que, en virtud de su formación arrecífica, se había formado sólo en los bordes marginales de la cuenca de sedimentación.

Afloramientos de la Formación San Eduardo de la facies arrecífica, fueron localizados en la región costera de las provincias de Manabí y Esmeraldas. En la punta Tinosa, 12 kilómetros al Este de Manta afloran capas de arenisca con foraminíferos orbitoides (orbitoidal grits) que contienen restos fósiles de moluscos fragmentados y de foraminíferos sedentarios, por lo que representan según R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) una facies característica de arrecifes.

Verdaderas calizas arrecíficas en afloramiento esporádico aparecen en los bordes de la plataforma Daule, en la punta Ostiones, 40 kilómetros al NE de Esmeraldas y entre los ríos Verde y Galope 25 kilómetros al SE de Esmeraldas, donde se depositaron sobre el reducido “Horst” del basamento volcánico.

La aparición de las Formaciones arrecíficas indica el comienzo de la transgresión marina por los bordes de la plataforma y la incipiente inundación de su interior.

Eoceno Superior

A causa de la amplia inundación que ocurrió por la transgresión del mar eocénico medio, se depositaron en gran extensión los sedimentos de facies nerítica en las áreas de las provincias de Esmeraldas y Manabí y en la parte noroccidental de la plataforma Daule (comprobación por las perforaciones). Aunque sus afloramientos forman sólo fajas estrechas en los cursos superiores y tributarios de los ríos Grande, Zapallo y Santiago de la provincia Esmeraldas, su difusión en el subsuelo es mucho mayor y ha sido comprobada, por ejemplo, por las perforaciones “Camarones” (península Galeras), “Telembí” y “Borbón” de la I.E.P.C.

Inmediatamente sobre las calizas Santiago se superponen los estratos de la **Formación Zapallo** del Eoceno Superior (Zapallo shales de la I.E.P.C.) en las áreas de exploración superficial del lado Este de la provincia de Esmeraldas, al pie de la Cordillera Occidental. Se había revelado que estos estratos están superpuestos discordantemente en el subsuelo sobre el basamento volcánico, de acuerdo con los resultados de las perforaciones efectuadas en zonas a mayor distancia de los afloramientos superficiales, a saber, en el interior de la cuenca de sedimentación.

Al pie de la Cordillera Occidental, las capas de la Formación Zapallo afloran en superposición discordante con las calizas Santiago, en forma de una faja alargada y estrecha, cortada por los cursos altos de los ríos Zapallo Grande y Santiago, y de los afluentes del río Grande. Buzan ligeramente hacia el NO y forman un paquete de alrededor de 1000 metros de espesor, de estratos de arcilla laminada dura, de color gris oscuro variando hasta pardo, con una fauna fósil rica en foraminíferos de facies nerítica.

Hacia el Oeste cambia su carácter fáunico, de modo que en la perforación “Camarones” (Península Galeras) predominan las laminadas arcillas silíceas y tobáceas de gran contenido de caparazones de radiolarios. En este lugar su espesor ha disminuido a 300 metros por falta de gran parte de las lutitas laminadas, no silicificadas, libres de radiolarios. Representa así la típica facies radiolaria de la cual, en el “Horst”, entre los ríos Verde y Galope, asoma una reducida parte, en forma de lutitas tobáceas silicificadas con radiolarios y foraminíferos del género Hastigerinella, lutitas que se superponen a la caliza San Eduardo del Eoceno Medio.

Como antes se ha expuesto, se repite la facies radiolaria en los diferentes pisos y localidades del Terciario. Según R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) se trata de los vestigios del curso de una corriente fría antártica, correspondiente a la actual de Humboldt.

En la provincia de Manabí, según los geólogos de la I.E.P.C. el Eoceno Superior está representado por la Formación San Mateo, una secuencia de areniscas finas, medio lamosas y tobáceas, de capas delgadas silicificadas. Hacia abajo, la granulación de las areniscas se vuelve más gruesa, terminando en la base por un conglomerado local.

En los informes de la I.E.P.C. figuran siempre como superposición sobre la Formación San Mateo, los estratos de la Formación Tosagua del Oligoceno Medio; de este modo hay que suponer que la Formación San Mateo comprende también la Formación Manta, definida por A. A. Olsson (Lit. N° 174, p. 127, 1942), puesto que, de acuerdo con R. Hoffstetter (Lit. N° 39, p. 127, 1956), con esta última parecen correlacionarse, al Este de la punta Tinosa cerca de Manta, las lutitas tobáceas de los “San Mateo tuffaceous shales” de R. M. Stainforth, quien las atribuye al Eoceno Superior.

Por su contenido rico en microfauna radiolaria, las lutitas San Mateo constituyen una característica facies radiolaria. Hacia el Norte las capas se muestran ampliamente silicificadas y por eso pueden ser identificadas, aunque erróneamente, como lutitas silicificadas de la Formación Guayaquil del Cretáceo Superior.

A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1942) da una descripción detallada y explica que la Formación San Mateo se compone esencialmente de areniscas finas y hasta medias, depositadas irregularmente en aguas marinas poco profundas, con capas de lignito y estratos delgados guijarrosos que aumentan, hacia el Oeste, considerablemente de espesor y por eso sugieren en esta dirección la existencia de tierra firme emergida en aquellos tiempos. Los guijarros están constituidos de andesitas y porfiritas, aglomerados basálticos, lutitas silíceas y pizarras verduscas, que, por su identidad litológica comprueban su origen por la destrucción erosiva de las Formaciones Piñón y Callo.

Oligoceno Inferior

Aunque los microfósiles no permitan fijar con precisión el límite entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior, sin embargo, existe una división marcada, sea por un conglomerado o sea por una discordancia pronunciada en la base del Oligoceno Inferior.

Prescindiendo del Mioceno, los afloramientos del Oligoceno ocupan la mayor parte del Litoral, en primer lugar, en las regiones septentrionales donde el Oligoceno Inferior se superpone discordantemente sobre la subyacente Formación Zapallo del Eoceno Superior. Encontramos allá con preferencia depósitos transgresivos de agua salobreña semidulce. Este hecho indica que una amplísima transgresión ha tenido lugar, después de movimientos orogénicos de levantamiento y del siguiente hundimiento, de modo que, por ejemplo, en la zona occidental de la provincia de Esmeraldas, hasta faltan sedimentos del Oligoceno Inferior.

La Formación principal del Este de la provincia de Esmeraldas fue llamada **Playa Rica,** de acuerdo con su afloramiento típico cerca del pueblo del mismo nombre, situado en el curso superior del río Santiago. Los afloramientos conocidos en los ríos Grande, Zapallo grande y Santiago ocupan una faja alargada de dirección NE-SO. El límite Sur linda con los afloramientos de las capas subyacentes de la Formación Zapallo del Eoceno Superior, de la que está separada por discordancia angular.

La Formación Playa Rica está constituida alternantemente de areniscas orbitoides, de grano grueso y angular, con rica fauna arrecífica, y de lutitas laminadas de color verde oscuro, hasta negro, con una fauna nerítica normal. Alcanza un espesor aproximado de 800 metros; las capas buzan hacia NO.

En las regiones occidentales de la provincia de Esmeraldas se encuentra localmente en la base del piso un conglomerado bien desarrollado, que se superpone en discordancia inmediatamente sobre la Formación calcárea San Eduardo.

Más al Norte, en la costa, entre los ríos Verde y Mate, unos 30 kilómetros al Este de Esmeraldas afloran estratos de facies nerítica, semi-euxínica de la Formación Playa Rica, pero sin las capas basales de facies arrecífica, mostrando, en dirección occidental, la influencia de una facies radiolaria.

En toda la región septentrional del Litoral, el piso del Oligoceno Inferior manifiesta hacia arriba la tendencia de transición a condiciones de facies radiolaria.

Hacia el Sur de la costa, en la Punta Malpaso, 4 kilómetros al Oeste de Manta se exhiben estratos de facies arrecífica.

Oligoceno Medio

La tendencia de la facies nerítica del Eo-Oligoceno, a adoptar aspectos de transición a la facies radiolaria, culmina en los depósitos locales del Oligoceno Medio, denominados **Formación Chumundé**. Se extienden entre el río Chumundé, afluente del río Verde al NE de Esmeraldas. Están compuestos de capas de **lama dura** (piedra lama), tobácea, brillante, de color verde-gris con manchas irregulares en la superficie causadas por la disgregación de nidos de ceniza gris. Se interponen capas y estrías de toba volcánica. Según el contenido de la microfauna fósil se trata de una facies radiolaria. Están correlacionadas con una breve interrupción de la sedimentación (hiato), marcada por discordancias locales, hiato que había ocurrido en otros lugares en la base del Oligoceno Superior (Formación Angostura).

Al Este de la provincia de Esmeraldas, la **Formación Pambil** corresponde asimismo al Oligoceno Medio. La faja de sus afloramientos se adosa a los de la Formación Playa Rica. Su denominación se refiere al río Pambil, que pertenece al sistema fluvial de los ríos Santiago-Cayapas, cuyos barrancos ofrecen cortes de la Formación. Las capas de lama endurecida, maciza con foraminíferos, ostentan color verde grisáceo y manchas irregulares de arena. Alcanzan un espesor máximo de 750 metros en el área de Telembí y se superponen concordantemente sobre la Formación Playa Rica. Su existencia en el subsuelo se revela en una perforación de la I.E.P.C. a profundidades de 2269 metros a 2461 metros cerca de Borbón, lo que afirma la inclinación de los estratos oligocénicos hacia el Noroeste.

R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) ha constatado que el hundimiento ha sido interrumpido en el Este del Litoral por un corto intervalo de levantamiento entre el piso superior del Oligoceno Medio y el piso inferior del Oligoceno Superior, intervalo que fue seguido por el hundimiento general. En este lapso de tiempo, sedimentos sublitorales han transgredido los márgenes de la cuenca de sedimentación para cubrirse después por estratos de facies nerítica. En la mitad del Oligoceno Superior se alcanzó un estado de equilibrio de modo que el resto del Oligoceno se caracterizó por un proceso de relleno en vía de progreso desde el Este hacia el Oeste; es decir, se efectuó en esta dirección un avance rápido de las lenguas expansivas de sedimentación, que fueron provistas de material detrítico acarreado de las estribaciones de la Cordillera Occidental, en estado de efectiva denudación.

Los sedimentos de la transgresión general, iniciada durante la segunda fase del Oligoceno Medio, se caracterizan por depósitos bastante uniformes que se extienden a partir del Norte del Litoral, a través de las regiones de las provincias Esmeraldas y Manabí. Son las **Formaciones Viche** y **Tosagua**.

La **Formación Viche** aflora ampliamente en la provincia de Esmeraldas. Sus estratos se superponen discordantemente sobre las Formaciones del piso inferior del Oligoceno Medio, a saber, sobre Pambil, en la cuenca de Borbón y en el área de Telembí, y sobre Chumundé en la región entre el río Ostiones y el curso inferior del río Esmeraldas.

Otros afloramientos extensos se manifiestan en los cortes del río Viche y del río Esmeraldas (curso inferior) y sus tributarios respectivos.

En la perforación cerca de Borbón la Formación fue descubierta entre profundidades de 1309 a 2229 metros.

La transgresión ha sido marcada por capas de areniscas en parte conglomeráticas que localmente contienen arrecifes calcáreos y con Miogypsina y Lithothamnium.

La composición litológica de la Formación se destaca por estratos de lama endurecida de color gris verdusco, ricos en caparazones de foraminíferos y por intercalaciones de arenisca tobácea. R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) los califica de facies nerítica normal con abundante microfauna fósil pelágica.

Litológicamente no existe ninguna diferencia entre las lutitas de Viche y las de Tosagua, en la provincia de Manabí.

La **Formación Tosagua** se ofrece en la superficie de la zona de Jipijapa y de los cerros de Hoja en Montecristi, y pasa de allá al área de Jaramijó en la costa, al Este de Manta, y desde allí, formando la larga faja anticlinal de Tosagua, se extiende hasta el Norte de la provincia de Manabí, donde se une con la Formación Viche.

La localidad del afloramiento típico de la Formación Tosagua se encuentra a 31 kilómetros al SE de Bahía de Caráquez, cerca del pueblo de Tosagua, sobre el río del mismo nombre.

Su composición litológica ha sido descrita por los geólogos de la I.E.P.C. como sigue: arenisca muy fina, maciza de color pardo claro, derivando a oscuro, con yeso y polvo amarillo, que llenan las fracturas y hendeduras. En el área Norte aparecen intercalaciones delgadas de arenisca lenticular.

Según H. E. Thalmann (Lit. N° 136, 1947), los foraminíferos de la Formación Tosagua, en los acantilados de Jaramijó, representan una fauna nerítica del Oligoceno Superior, típica de la costa de la América del Sur, en contraposición a R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) quien la atribuye en parte al piso superior del Oligoceno Medio, y sólo en parte al Oligoceno Superior. Además, los foraminíferos bentónicos son los mismos en la Formación Viche que en la Formación Tosagua. En cambio, la Formación Viche es mucho más rica en foraminíferos pelágicos, los que, sin embargo, abundan localmente en las lutitas entre Manta y Jipijapa (Formación Tosagua) como en las iguales lutitas de Viche. Esta peculiaridad indica, según R. M. Stainforth, que las zonas de Viche y Jipijapa fueron protegidas contra la influencia mortífera de la corriente fría, que pasó por el lado occidental, influencia que causa la muerte de los foraminíferos de aguas más calientes.

Oligoceno Superior

Por la característica litológica de las areniscas marinas del Oligoceno Medio y por el enorme espesor de las lutitas del Oligoceno Superior, se perfila la continua transgresión del Pacífico antiguo hacia el Este, la que alcanzó su máximo en el Mioceno. La complejidad de los procesos de sedimentación en estas regiones de transgresión progresiva ha producido ciertas dificultades para la correlación de los depósitos que, de lugar en lugar, muestran una gran variabilidad de aspecto facial. En relleno final de las cuencas y depresiones del fondo marino terciario, iniciado ya durante el Oligoceno Medio había continuado y los sedimentos neríticos del Oligoceno han sido cubiertos rápidamente por Formaciones características del mar poco profundo del eo-mioceno.

En la región del río Cayapas la sedimentación final había comenzado durante el Oligoceno Superior con la **Formación Angostura**. El lugar típico al que debe la Formación su nombre se encuentra en el curso medio del río Santiago cerca de la desembocadura del afluente Angostura.

Los afloramientos se prolongan hacia el Suroeste, en faja ancha, pasando los cursos de los ríos Cayapas y Pambil, tributarios del río Onzole.

El paquete sedimentario de la Formación se compone, desde abajo hacia arriba, primero de un conglomerado basal bien desarrollado con guijos de material volcánico muy característico de esta Formación, en contacto discordante con la Formación subyacente Viche. Sigue arenisca lamosa de granulación gruesa que varía hasta fina, con abundantes megafósiles.

El espesor varía de 100 a 450 metros; por su aspecto litológico la Formación es parte de la facies sublitoral de transgresión. Los afloramientos se prolongan hasta las zonas centrales de la península Galeras.

En la región de Manta-Tosagua, evidentemente se había producido un levantamiento, porque allá existe una discordancia entre las capas del Mioceno Inferior (Charapotó) que cubren los estratos de Tosagua, y los del Oligoceno Medio. Por faltar allá la Formación del Oligoceno Superior, se supone que, durante el Oligoceno Superior, habíase formado tierra firme de extensión local.

Algo más al Sur, la transgresión está marcada por la **Formación San Agustín**, cerca de la hacienda de este nombre, 20 kilómetros al ENE de Bahía de Caráquez. Su composición litológica se asemeja mucho a la de la Formación Angostura, a la cual corresponde en cuanto a su posición estratigráfica. Su parte inferior consiste en arenisca de granulación media, con un conglomerado local en su base, comprobando así su carácter transgresivo. Hacia arriba, la arenisca se vuelve más lamosa y con granulación más fina. El espesor de las capas disminuye fuertemente.

Según la investigación de los foraminíferos hecha por R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948), la Formación tiene facies sublitoral en transgresión sobre las lutitas de Tosagua y debe ser equiparada a la parte superior de la Formación Angostura.

Mioceno

Durante el Mioceno el mar terciario se expandió látamente hacia el Este. Las transgresiones empezadas ya en el Oligoceno Superior seguían su avance y produjeron la eliminación temporal de la facies nerítica, que aparece de nuevo en la parte superior del Mioceno Medio. El relleno de las cuencas sedimentarias perdura y se completa gradualmente. En el Norte, el relleno se acerca al estado final por la deposición de la **Formación Onzole**, que en transgresión continua había cubierto la subyacente Formación Angostura. El material clástico que sirvió de sedimentación disminuye el tamaño de los granos, siguiendo las acumulaciones desde abajo hacia arriba. Así la transgresión empezó en el Oligoceno Superior por deposición de conglomerados y areniscas gruesas de la Formación Angostura, a las que siguen en transición progresiva los estratos de la Formación Onzole del Mioceno Inferior, compuesto de areniscas, lutitas y lamas endurecidas. El límite entre ambas Formaciones no parece bien fijado, de modo que, según R. M. Stainforth, la base del Mioceno cae localmente dentro de lo inferior de la Formación Onzole (Mioceno Inferior) o de la subyacente Formación Angostura del Oligoceno Superior. J. G. Marks (Lit. N° 59, 1956) atribuye los restos fósiles de moluscos de las areniscas de Angostura al Mioceno Inferior, en contraposición a R. M. Stainforth. Sin embargo, el primer autor intenta subdividir el Mioceno en tres pisos: Inferior, Medio y Superior.

En especial, es notable el aumento de toba volcánica en los sedimentos miocénicos, lo que indica la reforzada acción volcánica en las regiones, sea del Litoral mismo, sea de la juvenil Cordillera Occidental.

Además, se manifiesta, según R. M. Stainforth, un límite definitivo entre las facies radiolaria, en el Oeste, y de foraminíferos, en el Este, de las Formaciones miocénicas Onzole y Charapotó, en razón de la determinación de la microfauna.

Los sedimentos miocénicos afloran en enormes extensiones y, a partir de las Cordilleras Chongón-Colonche, ocupan hacia el Norte una faja ancha, aproximadamente paralela a la costa y a cierta distancia de las orillas del mar, saliendo de vez en cuando entre las Formaciones más antiguas hasta la costa misma.

Los estratos, relativamente han sido poco perturbados en sus posiciones tectónicas (Lit. N° 59, J.G. Marks, 1956) sin ser afectados sino de ondulación ligera y de fallas menores.

A pesar de que la caracterización de la microfauna admite la separación del Mioceno Medio como piso propio, este mismo piso está subdividido litológicamente por un conglomerado significativo en dos horizontes: Mioceno Medio, piso inferior y superior.

Mioceno Inferior y Mioceno Medio – piso inferior

En la provincia Manabí la **Formación Charapotó** aflora en los alrededores del pueblo del mismo nombre, 30 kilómetros al NE de Manta, extendiéndose hasta las orillas del mar. Constituye el flanco occidental del anticlinal de Tosagua, y se prolonga hacia el norte, con pocas interrupciones, hasta que, en la cercanía de Cojimíes, apenas se distingue de la Formación Onzole, que en la provincia de Esmeraldas figura como su equivalente.

Está integrada de lutitas laminadas blancas, verde-oliva y pardas, intercaladas por capas delgadas de arenisca y caliza, diseminadas por toda la Formación. La pronunciada variabilidad litológica de los sedimentos denota su facies sublitoral. Se apoya discordantemente sobre la Formación Tosagua, lo que significa para esta zona una cesación local del hundimiento. En la cercanía de Bahía de Caráquez está superpuesta en concordancia a la subyacente Formación San Agustín.

Como ya fue mencionado, la Formación Charapotó cambia hacia el Oeste, abruptamente, en facies radiolaria.

Según R. M. Stainforth, los foraminíferos pelágicos abundan en mayor o menor grado en las lutitas de las regiones de Jipijapa y de Onzole, pero faltan en el área de Tosagua, fenómeno que sorprendió al mismo observador, por su aparición anterior en las lutitas del Oligoceno de las mismas zonas.

La Formación Onzole recibió su denominación según su afloramiento típico en los cortes del curso superior del río Onzole, afluente del río Cayapas, unos 60 kilómetros al Este de Esmeraldas.

En la provincia de Esmeraldas, sus series inferiores consisten en lutitas ricas en foraminíferos, de aspecto estriado, debido a la abundancia de delgadas capas intercaladas de ceniza arenosa de color gris claro, que pasan hacia arriba en lama dura de color gris y lama maciza de color gris-verde, con foraminíferos de facies sublitoral, característicos de la transgresión progresiva, en dirección hacia la península de Galeras.

El espesor de la Formación varía entre 210 metros y 400 metros medidos en la superficie. Las perforaciones de Telembí y Borbón han revelado espesores de 230 metros y 380 metros respectivamente.

El **Mioceno Medio-piso inferior** se halla representado en las provincias de Manabí y Guayas (parte septentrional) por las **Formaciones, Bahía, Progreso y Daule** y en la provincia de Esmeraldas por la **Formación Playa grande.**

La **Formación Daule** (Lit. N° 58, J.G. Marks, 1951), aflora con su aspecto litológico típico, en el ángulo del extremo suroriental de la provincia de Manabí, unos pocos kilómetros al Oeste de la pequeña población de Jerusalén. Anteriormente estuvo unida con la Formación Progreso, al Sur de las cordilleras Chongón-Colonche, pero por sus cualidades distintas y especialmente por su importancia regional, al Norte de las cordilleras mencionadas, ha merecido su denominación particular, que se refiere a la gran cuenca de Daule donde aflora en amplias áreas.

Representa los depósitos profusos de la transgresión miocénica principal, que ocuparon en su avance transgresivo hacia el Este casi toda la superficie de la plataforma Daule, que aún estuvo en vía de hundimiento continuo. Aflora por una faja amplísima, al lado occidental de la cuenca, y está cubierta en el lado oriental por las capas superpuestas del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario, en parte marinas o continentales.

La ensenada grande figurada por la cuenca de Daule, en la que se había realizado la sedimentación, quedó abierta hacia el Norte durante el Mioceno, hasta que, en el Plioceno, o, a más tardar, en el Pleistoceno, por movimientos pronunciados de basculación antes mencionados y de hundimiento ruptural, sumergió la parte oriental de la Plataforma Daule y se abrió la cuenca hacia el Sur y de consiguiente desapareció la unión oriental de las cordilleras Chongón-Colonche con la Cordillera Occidental.

La Formación Daule consiste de sedimentos del mar somero que se superponen discordantemente sobre las Formaciones más antiguas terciarias y cretácicas de la plataforma Daule. De abajo hacia arriba aparecen areniscas calcáreas, piedra de lama azulada, y demás areniscas de cemento calcáreo. Alcanza espesores de 1000 metros. El contenido de cal tiene su origen en la disolución parcial de los restos fósiles de una rica fauna de moluscos, de los cuales J.G. Marks ha podido determinar 44 especies.

En la provincia de Manabí los geólogos de la I.E.P.C. mencionan a la **Formación Progreso**, que allá equivale a la Formación Daule y descansa concordantemente sobre la Formación Charapotó. Se compone de areniscas de granulación gruesa y fina, lama dura azulada y lutita laminada. Su espesor visible es de 500 metros y más.

En los alrededores de Bahía de Caráquez (Lit. N° 59, J.G. Marks, 1956) corresponde al Mioceno Medio-piso inferior, la serie de arenisca y lama dura del mar poco profundo (facies sublitoral), denominada **Formación Bahía.** Se encuentra en superposición concordante sobre la Formación Charapotó.

La **Formación Playa Grande** en el Este de la provincia de Esmeraldas está considerada por unos autores como Miembro Superior de la Formación Onzole. Equivale a las Formaciones Daule (Progreso) y Bahía de la provincia de Manabí.

El área de afloramiento típico se prolonga entre los ríos Onzole y Cayapas y cruza unos pocos kilómetros al Norte de San Francisco de Onzole, el río Onzole en dirección Este-Oeste. La Formación consiste de capas de arenisca, lama dura, lutitas laminadas y toba volcánica de colores gris y gris azulado. Muéstrase en parte bien consolidada, en parte suave y quebradiza. Las diferentes capas se intercalan rítmicamente en disposición característica de facies sublitoral del mar somero. Hay espesores entre 250 y 500 metros. Descansa concordantemente sobre la Formación Onzole.

Las lutitas del afloramiento en el río Onzole, se destacan frecuentemente por gran profusión de caparazones de foraminíferos pelágicos, fenómeno algo anormal para esta facies litoral. R. M. Stainforth (Lit. N° 119, 1948) considera los restos de los foraminíferos pelágicos como asociación mortecina al margen de una provincia marina de agua fría, que hizo morir a los foraminíferos pelágicos acostumbrados a temperaturas calientes.

Indicaciones características del estado final del relleno de las cuencas de sedimentación, en el Norte del Litoral, pueden ser advertidas, según R. M. Stainforth, en la existencia de las capas de facies salobreña de aguas marinas poco profundas, distinguidas por una asociación característica de Rotalia-Elphidium, capas que litológicamente forman parte de las lutitas Onzole (Stainforth no reconoce la Formación Playa grande, cuyos estratos coloca él en la parte superior de la Formación Onzole). Afloramientos se ofrecen en las cabeceras de los ríos Lagarto y Lagartillo que desembocan en el Pacífico a 18 kilómetros al Este de Punta Ostiones, además en el río Quinindé, 35 kilómetros al Sur de la población de Quinindé.

Hacia el Oeste disminuye el espesor de la Formación Playa grande y desaparece en la región de la Península Galera.

Mioceno Medio-piso superior y Mioceno Superior

Mientras que se completó el relleno de las cuencas marinas por sedimentación del mar somero aún en la región de la Península Galera se había efectuado un notable hundimiento que originó potentes depósitos marinos de facies nerítica con microfauna de foraminíferos.

Pero, en general, se desplegó ampliamente la Formación Borbón, de facies de agua salobreña del mar somero, como cubierta transgresiva por todas partes del relleno final.

Sus afloramientos abarcan las zonas costeras, entre Charapotó y Jama, de la provincia de Manabí, las regiones de la Península Galera, de Punta Gorda y de la cuenca Borbón, en los cursos inferiores de los ríos Santiago y Cayapas. En gran extensión la Formación está cubierta por sedimentos casi horizontales del Cuaternario. En todas estas áreas se superponen discordantemente sus conglomerados basales a los sedimentos de las subyacentes Formaciones: Playa Grande, Bahía y Daule. Hacia arriba se han depuestos los demás sedimentos de agua salobreña, consistentes en areniscas en parte tobáceas de grano de diferente grosor hasta fino, de color gris-azulado con abundantes megafósiles, localizados en bolsones irregulares, capas grises de tobas volcánicas y lutitas lamosas del mismo color.

Su espesor predominante es de 400 a 600 metros. Sólo en ciertas localidades disminuye hasta 150 metros o aumenta hasta 800 metros, como es el caso de la región de Charapotó (Provincia de Manabí).

En Punta Gorda, al Este de Esmeraldas, alcanzan las arcillosas capas tobáceas espesores de varios centenares de metros y la microfauna de esta serie nerítica se asemeja pronunciadamente a la del Caribe, comprobando así que durante el Mioceno Superior aún subsistía la comunicación entre el Pacífico y el Caribe.

J.G. Marks y R.M Stainforth (Lit. N° 119, 1948) atribuyen en particular las Formaciones de Punta Gorda y las secuencias superiores de la Formación Borbón al Mioceno Superior. El primer autor opina (Lit. N° 59, 1956) que depósitos continentales del Mioceno Superior posiblemente participaron en la composición de las capas inferiores de los sedimentos continentales, que cubren las fajas orientales de la Formación Daule.

Además, anota que primeramente el mar del Mioceno parece haberse extendido sobre las mismas áreas, que antes fueron ocupadas por el mar del Oligoceno Superior. Sin embargo, los depósitos miocénicos del Litoral sudoccidental y septentrional se distinguen por materiales más gruesos a causa de movimientos orogénicos en los Andes vecinos, movimientos que produjeron una acción más intensa de erosión.

Las cordilleras de Chongón-Colonche se habían probado como elemento positivo, es decir quedaron libres de las inundaciones de los mares oligoceno y mioceno.

Plioceno

Hacia el Mioceno Superior se retiró el mar de la mayor parte de las regiones del Litoral. Sólo fajas estrechas recibieron todavía depósitos pliocénicos a lo largo de la línea de la orilla Marina actual. Durante el Plioceno Superior y Pleistoceno Inferior, es decir durante el último periodo de mayor actividad orogénica de los Andes, el Litoral había emergido por encima del nivel del mar, con excepción del área del Golfo de Guayaquil y su prolongación hacia el Norte (Lit. N° 59, J.G. Marks, 1956).

Sedimentos marinos del Plioceno afloran en la provincia de Manabí por franjas alargadas, a lo largo de la presente orilla Marina, al Sur del Cabo San Lorenzo: 1) como Formación Canoa entre Punta Blanca y Punta Canoa; 2) por series sedimentarias llamadas Formación Jama, bien desarrolladas en los acantilados al Norte y Sur de Cabo Pasado, desde pocos kilómetros al Norte de la desembocadura del río Jama hasta 1.5 kilómetros al Sur del cabo.

En la primera localidad, según G. Sheppard (Lit. N° 114, 1937), capas subhorizontales de la Formación Canoa, compuestas de compacta lama arenosa de color gris azulado (25 metros de espesor) en discordancia, cobijan los estratos inclinados del Eoceno, horizontalmente truncados, contienen restos fósiles de una rica fauna pliocénica de moluscos y equinoides. La Formación Canoa está cubierta por el tablazo marino cuaternario.

Secciones de la composición litológica mucho más amplia de la Formación Jama aparecen en los afloramientos de los alrededores del Cabo Pasado. Las secuencias sedimentarias consisten de areniscas azuladas, en parte de estratificación cruzada, esencialmente fosilífera, con locales conglomerados azulado-verduscos y una repetición de areniscas blandas y arenas guijarrosas del mismo color, abundantes en megafósiles, terminando en la base por arenas amarillas con intercalación de capas lenticulares de conglomerados con guijos chérticos pero sin fósiles. El espesor total asciende a poco menos de 100 metros.

La investigación de los fósiles de 93 especies de moluscos marinos ha comprobado su edad pliocénica algo más antigua que la edad de la Formación Canoa.

En el Cabo Pasado la Formación Jama yace en discordancia sobre areniscas miocénicas.

Plio-Pleistoceno

En el Norte del Litoral, ante todo en la cuenca de Borbón, se superponen sobre los depósitos del Mioceno Superior, discordantemente, Formaciones continentales de sedimentación fluvio-lacustre, con espesores de hasta 500 metros. Hacia la costa, su transición a los aluviones continentales y sublitorales marinos del Cuaternario es continua, de modo que no es posible fijar separaciones bien limitadas entre Formaciones pliocénicas, pleistocénicas y holocénicas.

La **Formación Cachabí**, del Este de la provincia de Esmeraldas, cubre la superficie de la cuenca de Borbón, pero en gran parte está, a su vez, recubierta por los aluviones meramente pleisto- y holocénicos. Fue denominada de acuerdo con su afloramiento típico en el río Cachabí afluente oriental del río Bogotá, con el que se une poco antes de la desembocadura de éste en el río Santiago. Aflora en los cortes de los ríos Santiago (curso inferior), Camumbí y Mataje.

Las capas de material clástico poco endurecido y de un distintivo color azulado claro se encuentran en disposición plana sub-horizontal y se componen de lama, arenisca blanda en estratificación cruzada, ceniza volcánica, aglomerado y conglomerado de rocas volcánicas. Las últimas se hallan en los horizontes inferiores de la secuencia. Según la edad moderna, la Formación Cachabí se reconoce como plio-pleistocénica, de modo que sus partes superiores pueden ser atribuidas al Pleistoceno, las inferiores al Plioceno.

Llama la atención que ciertas capas de la Formación se han revelado como placeres auríferos. C. F. Mosquera ha descubierto (Lit. Nos. 67 y 68, 1949 y 1950), que, en las regiones de Playa de Oro y Playa Rica, el río corta una capa de gravas auríferas de 2 a 3 metros de espesor, que se halla de antiguo en explotación, la cual debe pertenecer a la Formación Cachabí. Además, se hallan, según el mismo autor, duras gravas auríferas de la misma Formación en los ríos Mira, San Juan y Camumbí en las comarcas donde ya salen de las estribaciones de la Cordillera Occidental. A causa de que en el río Santiago los placeres auríferos se hacen notables por su oro grueso acompañado de pepitas de platino, Mosquera encontró una brecha rala con guijos grandes de diabasa, cementados por arcilla lamosa y arenisca compacta, de color azul verdoso, en calidad de “bedrock”, y la denominó provisionalmente **Formación Remarcable** porque inmediatamente sobre ella, en muchísimos lugares, se han depositado las gravas auríferas de la Formación Cachabí a la que debe pertenecer, en calidad de Miembro, la **Formación Remarcable.**

El Oro de los placeres auríferos de las gravas pleistocénicas se presenta regularmente en granos gruesos y difiere del finamente granulado que se explota en los aluviones pleistocénicos y holocénicos, a mayor distancia de la cordillera.

Igualmente, como en las regiones al Sur de las cordilleras de Chongón y Colonche, los así llamados tablazos, cerca de la costa de la provincia de Manabí, representan Formaciones verdaderamente pleistocénicas.

El volcanismo terciario del Litoral

Entre los sedimentos terciarios, especialmente desde el Mioceno, se presentan, siempre en mayor escala, las arcillas tobáceas, las tobas, conglomerados y aglomerados volcánicos, cuyo origen se debe a la creciente actividad volcánica de la Cordillera Occidental.

En el Litoral mismo, el volcanismo se ha manifestado durante el Terciario relativamente poco intenso y ha dejado sus vestigios en forma de diques y mantos, en su mayoría de material básico los que, en diversos lugares, cruzan e intercalan los sedimentos terciarios del Paleoceno hasta el Oligoceno. Se cree, que la silicificación de las capas arcillosas, es decir la Formación de los así llamados “Cherts”, de material calcedónico, en la Península de Santa Elena y en la provincia de Manabí, había resultado de la acción neumatolítica de las soluciones sobrecalentadas, que se habrían desprendido del magma volcánico durante el proceso de enfriamiento, penetrando y silicificando las arcillas adyacentes (Lit. N° 114, G. Sheppard, 1937).

G. Sheppard ha descrito con muchos detalles las rocas ígneas del Litoral, con preferencia las de la región suroccidental. Distingue entre rocas plutónicas, hipabisales y volcánicas. Las primeras, en este momento, no nos interesan. Según Sheppard, los cerros Montecristi y Cerro Bravo representan el restante relleno que la erosión ha dejado de las chimeneas volcánicas del Cuaternario, porque difieren grandemente de las Formaciones hip-abisales, no sólo por su apariencia supraterrestre en el terreno, sino también por sus características petrológicas, pues se componen de compacto material volcánico de tipo ácido y corresponden al grupo de dacitas; en cambio, las rocas básicas de los diques y “sills” de mantos intrusivos hipabisales son doleritas (basaltos granulosos) y diabasas que ciertamente no pertenecen al Cuaternario sino al Terciario, o posiblemente a periodos más antiguos, porque en ningún caso penetran a los tablazos cuaternarios. Por otra parte, muchas de las rocas volcánicas básicas, que Sheppard denomina hipabisales, son miembros de la Formación volcánica “Piñón” de origen jurásico (?) – cretácico; por ejemplo, las que afloran en la extensa área al lado Noreste de las cordilleras Chongón-Colonche, a partir del pueblo Quiquisale, hasta las cercanías de Pascuales. No cabe duda de que los numerosos diques de dolerita (basalto granoso) de la Península de Santa Elena representan Formaciones hipabisales (subvolcánicas) del Terciario, aunque hasta ahora no fuera posible determinar su edad de acuerdo con los diferentes pisos Terciarios.

En muchas Formaciones del Terciario ocurren, como ya hemos visto, los **característicos estratos tobáceos**, que deben su origen a la sedimentación de ceniza volcánica. Se manifiestan por primera vez en la región septentrional de la provincia de Manabí y aun en mayor escala en la provincia de Esmeraldas, entre las Formaciones Chumundé, Pambil y Viche del Oligoceno Inferior y Medio.

También al Sur de las cordilleras de Chongón y Colonche, las Formaciones Dos Bocas, Rodeo y La Cruz, del Oligoceno Medio, muestran ligeramente la influencia de la sedimentación de cenizas volcánicas por la presencia de capas bentónicas. Lo mismo ocurren en la Formación Progreso del Mioceno Medio.

Al iniciarse el Mioceno, verdaderas avalanchas de cenizas volcánicas parecen haber descargado en el fondo marino, sea acarreadas por el aire, sea por suspensión en las aguas continentales desembocadas en el mar, depositando capas marinas tobáceas en extensión regional. Del mismo modo se han sedimentado, en repetidos ritmos, las cenizas volcánicas durante el Mioceno y el Plioceno, como reflejos de una intensa actividad volcánica.

En la provincia de Manabí, la Formación Charapotó del Mioceno Inferior se caracteriza por algunas capas de lutitas tobáceas. Pero más hacia el Este, en la provincia de Esmeraldas en toda su extensión, se presentan, entre las secuencias sedimentarias de la Formación Onzole del Mioceno Inferior, abundantes intercalaciones de estratos cenizales volcánicos. Durante el Mioceno Medio y Superior hasta el Plio-Pleistoceno, aumenta todavía la difusión de ceniza volcánica siendo el origen común de capas tobáceas entre los sedimentos de las Formaciones Playa Grande y Borbón del Mioceno Medio y Superior, y en Cachabí del Plio-pleistoceno.

Con claridad puede observarse que los afloramientos de las Formaciones tobáceas predominan en el Norte del Litoral, sobre todo en la provincia de Esmeraldas y que acentúan su aparición durante el Mioceno, lo que hace pensar en la mayor cercanía de la Cordillera Occidental, con la enorme actividad del volcanismo explosivo desarrollado durante el Mio-Plioceno como repercusión de la última fase (mio-pliocénica) de la orogenia neoandídica.

Hacia el Sur, probablemente, las Formaciones miocénicas a lo largo del pie de la Cordillera Occidental, tapadas por acumulaciones cuaternarias, a saber, en el subsuelo de las provincias Pichincha (área subandina), Los Ríos y Guayas (área subandina), manifestarán parecidas características por la abundante existencia de capas tobáceas de material volcánico, aunque en menor escala que en la provincia de Esmeraldas.

Al Sur de las cordilleras Chongón-Colonche, las primeras indicaciones de material volcánico caen en el Oligoceno Medio que alberga capas tobáceas y bentoníticas del piso Dos Bocas, pero aparentemente de débil potencia a causa de su mayor distancia de la Cordillera Occidental. Asimismo, ocurren estratos de arcilla bentonítica en la Formación Progreso. Es posible que estos sedimentos cenizales se relacionan con la actividad volcánica terciaria de la Península de Santa Elena, donde se han originado, a lo largo de las fallas rupturales, fuertes dislocaciones tectónicas durante el Terciario Medio y Superior (fallamiento en bloques). Las fallas bajo condiciones aptas, han servido de vía de conducción a las erupciones volcánicas del magma.

b) El Terciario en la Sierra (región intra-andina del Sur)

En el Mioceno las Cordilleras aún no habían alcanzado alturas comparables con las actuales. Al contrario, antes de su levantamiento grandioso en el Pleistoceno han sido reducidas, aun durante el proceso de plegamiento, a niveles tan bajos que el mar había penetrado desde el Suroeste en la zona intra-andina austral, llegando a extenderse muy adentro entre las elevaciones de las cordilleras rudimentarias, formando bahías alargadas y cuencas de aguas poco salobres, casi dulces, temporalmente separadas del mar abierto.

La cuenca sedimentaria de estratos terciarios, situada en el extremo Sureste del país, se presenta en la actualidad, después de su plegamiento miocénico en forma de una serranía poco elevada entre el **río Puyango** y la **Cordillera de Alamor,** de extensión ENE-OSO de cerca de 100 kilómetros de largo. Se compone de sedimentos marinos arcillosos (lutitas) y areniscas del mioceno. Faltan todavía investigaciones detalladas de sus condiciones geológicas y paleontológicas. R. Hoffstetter, después de una inspección superficial de la megafauna fósil de las lutitas de EL Derrumbe, opina que se trata de formas terciarias, probablemente miocénicas. En el trayecto de Alamor al río Puyango, después de haber pasado el sitio denominado El Derrumbe, se ostentan troncos silicificados de árboles, diseminados en la superficie de una llanura alta (1200m), como restos de una selva fósil.

En el mapa geológico de 1950 la extensión de la cuenca miocénica de **Yangana-Malacatos** al Sur de Loja, no está suficientemente representada. En realidad, ocupa un área mucho mayor que la indicada en el mapa, área que se prolonga a partir de Yangana, al pie septentrional del nudo de Sabanilla, por la espaciosa depresión del río Piscobamba, entre las cordilleras de Zamora y Quilanga, ensanchándose por la hoya amplia de Vilcabamba-Malacatos para unirse por la depresión del río Arenal con la hoya de Catamayo (La Toma).

En esta última zona, a saber, a lo largo del río Arenal, las series sedimentarias están representadas por areniscas amarillento pardas y lutitas gris oscuras, puestas en pliegues regulares de diferente amplitud. Incluyen capas de yeso en parte impuro de 1 a 2 metros de espesor, con capitas de azufre entre lutitas oscuras, algo bituminosas. A la distancia de 8 kilómetros de Malacatos en dirección hacia La Toma afloran concordantemente, entre las areniscas y lutitas sulfúreas y yesosas, 2 a 3 capas de carbón lignítico de un metro y medio de espesor, en ciertos lugares impregnadas de cristales finos de pirita. El carbón semeja mucho al de Biblián. Los estratos tienen rumbo general NE-SO con buzamientos de 40° hacia SE. Todo indica una facies de regresión marina de una bahía del mar somero, temporalmente cerrada y finalmente disecada.

Grandes áreas de las Formaciones miocénicas de la depresión del río Piscobamba, entre **Yangana y Vilcabamba**, están cubiertas superficialmente por aluviones planos cuaternarios. Hacia las elevaciones laterales, en particular del lado Este de la depresión, afloran las capas terciarias en forma de escalones tectónicos que indican el hundimiento ruptural de la hoya. Consistente de lutitas tobáceas y de conglomerados de guijos de diferentes micaesquistos, con rumbo general de N-S, y buzamiento de variable grado hacia el Este. Se extienden a gran distancia en ambos lados y se presentan, por su reducida resistencia a la erosión, en múltiples configuraciones de pirámides irregulares, crestas agudas y cerritos escarpados. Están limitadas al Este y Oeste por las más elevadas Formaciones de los esquistos cristalinos que, en el fondo de la depresión, forman la base de las capas sedimentarias, fondo que a su vez aflora en el corte del camino al Norte de Yangana, cerca de la desembocadura del afluente Masanamaca del río Piscobamba.

La cuenca miocénica se prolonga hacia el Norte, y se une como queda dicho, con la **hoya de Malacatos**, donde, de la misma manera, se habían acumulado estratos compuestos, en alternación de conglomerados, areniscas blandas y lutitas, es decir de materiales detríticos arrastrados de las vecinas montañas, cuyas capas fueron posteriormente plegadas.

Mientras que la hoya se enlaza hacia el NO con la depresión de Catamayo, en cambio, en dirección NE, río Malacatos arriba, se extiende sólo hasta el sitio Lantanguí, donde empieza la subida al nudo de Cajanuma y se descubre la base de la cuenca depositaria exhibiendo los esquistos cristalinos.

Los sedimentos mio-pliocénicos de la **hoya de Catamayo (La Toma)** se adosan, en el borde oriental de la depresión, a la cordillera de Villonaco y constituyen terrazas con superficies ligeramente inclinadas hacia el Oeste. En el borde occidental tropiezan con una muralla de aglomerados andesíticos por la que el río Catamayo ha excavado un cañón estrecho llamado “El Boquerón”. En este lado se realizó el hundimiento ruptural de la hoya a lo largo de una falla prolongada. El declive del Villonaco muestra capas fuertemente intermezcladas con material volcánico, de rumbo NE-SO y buzamiento, cerca de la carretera Loja-La Toma, de alrededor de 30° hacia el NO, y, al Sur de la carretera, hacia el SE; de modo que forman los flancos de un anticlinal abierto. Los estratos fueron descabezados transversalmente por mantos conglomeráticos aluvionales, sobrepuestos en discordancia angular, los cuales bajan en escalones tectónicos inclinados a 20° hacia el fondo de la hoya, donde a su vez se cubren con aluviones horizontales modernos.

Este aspecto tectónico refuerza la observación de que, además del plegamiento miocénico, las acumulaciones terciarias han sufrido dislocaciones por movimientos verticales de hundimiento en relación con el levantamiento general pleistocénico.

Otra comprobación importantísima de las dislocaciones verticales, en gran escala, la suministran las condiciones morfológicas de nuestra región. Sobre las depresiones rupturales y los cañones profundos erosionados por los ríos a lo largo de fallas tectónicas, se levantan extensos bloques (“horstes”) que en su amplia superficie cimera muestran todavía el antiguo modelado suave de paisajes maduros, en contraste con las Formaciones morfológicas modernas, abruptas y escarpadas que fueron creadas por la erosión de los ríos en el fondo de los valles y encañadas, y, por las aguas torrenciales, en los declives de los bloques alzados.

Desde las alturas del Villonaco hacia el E se pasea la mirada por el conjunto geológico-tectónico de la muy característica hoya de Loja. Se agrupan en filas, prolongadas de Norte a Sur, las crestas y barrancos de las capas miocénicas en forma de pliegues hendidos y de escalones inclinados, y no dejan dudas de que los estratos originalmente horizontales fueron plegados por compresión lateral, actuante en dirección perpendicular a la alineación de las crestas, además de sufrir posteriores dislocaciones verticales.

La alta loma de Villonaco (2900 a 3000m), alargada en dirección Norte-Sur, se eleva sobre la ciudad de Loja, en el lado opuesto a la cordillera de Zamora (3200 a 3400m), flanqueando la hoya, cerrada en el Sur por el nudo de Cajanuma (2380m). Todas estas elevaciones se componen de micaesquistos, gneises y granitos, y forman también el substrato de las Formaciones sedimentarias de la cuenca.

Hacia el Norte, se abrió el río Zamora una brecha cerca de Salapa a través de los micaesquistos, en la misma dirección en que corre el rumbo de estos, brecha que desagua la hoya (2250 a 2300 m). La extensión longitudinal de la hoya mide unos 20 kilómetros si se toman como límites los bordes del área actual ocupada por los depósitos miocénicos, que cubren en parte los declives de las elevaciones circundantes hasta alturas de alrededor de 2400 metros, de modo que en el paso de Cajanuma aún afloran capas sedimentarias del Mioceno.

Los sedimentos se manifiestan por su aspecto litológico y su contenido paleontológico como depósitos meramente lacustres de agua dulce. En los bordes de la depresión predominan, entre las capas miocénicas, ciertos conglomerados (guijos de rocas metamórficas) y areniscas de cemento arcilloso. Hacia el centro de la hoya prevalecen las masas detríticas más finas, como areniscas y capas arcillosas laminadas de color gris amarillento, de constitución blanda poco dura. A veces las bancadas de las areniscas alcanzan espesores de 50 metros. Comunmente puede observarse intercalación alternante de capas de areniscas y de arcilla. Según Teodoro Wolf (Lit. Nos 147 y 148, 1879 y 1892), el contenido de cal de las lutitas varía mucho. En casos regulares está reducido hasta llegar a ser nulo. Pero puede aumentar tanto que presentan capas calcáreas casi puras. La sílice entra en ciertas localidades en las lutitas y produce estratos silicificados y lajas de calcedonia impura. Existen también delgadas intercalaciones de tierra de diatomeas.

Importancia local para la alfarería y producción de cal quemada, la tienen las capas de lignito hojoso que se interponen entre los estratos arcillosos laminados en la cercanía de Loja. Son capas de 0.40 a 1 metros de espesor, cuya pureza disminuye hacia los márgenes exteriores de las capas de carbón por interposición de capitas finas arcillosas, con restos vegetales fósiles, especialmente de hojas de árboles bien conservadas, formando así una transición hacia los estratos de la lutita laminada encajante. Unos autores como H. Engelhardt (Lit. N° 27, 1895) y E. W. Berry (Lit. N° 10, 1929) han determinado 40 especies de la flora fósil, cuya edad geológica la data Berry como Mioceno Inferior. Posteriormente se inclinó a colocar la flora fósil en el Plioceno.

Como ya fue mencionado, la cuenca depositaria de los sedimentos, miocénicos había sido expuesta a compresiones horizontales orogénicas. Por lo tanto, aparecen los estratos y bancadas en muchos lugares plegadas y erguidas hasta en posición vertical. Este aspecto tectónico se manifiesta sobre todo hacia el lado oriental de la hoya. Allá se observa un sinclinal cuyo flanco oriental se adosa al declive de la cordillera de Zamora, y de aquí hacia el Oeste en un nivel más bajo, hundido a lo largo de una falla longitudinal, el amplio anticlinal que en su vértice abierto alberga la pequeña llanura de la ciudad de Loja.

En el lado occidental de la hoya se ofrecen los conglomerados marginales y demás capas de areniscas y lutitas de la cuenca, con fuerte inclinación hacia el Este y separados, por rupturas y hundimientos verticales, en secciones escalonadas. Hacia el centro de la hoya siguen, uno tras otro, los barrancos e hileras de crestas de los pliegues rotos por las fallas longitudinales, siempre con la dirección general N-S.

Las masas arcillosas de los alrededores de Loja favorecen el derrumbamiento de terrenos inclinados cuando están saturadas de agua. Así las vibraciones sísmicas del profundo terremoto de 22 de marzo de 1956 ocasionaron el deslizamiento de extensas áreas arcillosas, que, por saturación de agua de lluvia, se encontraban en equilibrio inestable. En aquel entonces fueron afectadas las zonas de Calendaria, Villonaco y Yanacocha. En el último lugar, se había movido, en resbalamiento lento, una superficie poco inclinada de dos kilómetros cuadrados. Por suerte no se produjeron mayores desastres.

El área más amplia ocupada por sedimentos miocénicos la representan la sub-hoya de **Cañar-Tambo** y la hoya de **Azogues-Cuenca**, con sus prolongaciones hacia el Norte y el Sur. Su extensión longitudinal asciende a 140 kilómetros medida a partir de **El Tambo** al Norte de Azogues hasta cerca de Saraguro en el Sur.

En el valle de Yunguilla (río Rircay) unos 10 kilómetros al Sur de Girón, las capas miocénicas están cortadas y tapadas por diques y mantos andesíticos pliocénicos, en un área de pocos kilómetros de ancho.

T. Wolf (Lit. N° 147 y 148, 1879 y 1892) ha estudiado detenidamente las Formaciones sedimentarias de esta gran hoya; pero las ha tomado erróneamente por cretácicas. Sin embargo, su descripción de la litología y mineralogía abarca una infinidad de detalles muy interesantes.

Bajando el declive austral del nudo del Azuay se entra en la hoyada parcial de **El Tambo-Cañar** que se presenta como depresión honda y alargada en dirección NO-SE integrando la cuenca hidrográfica del río Cañar. Ya a simple vista se puede observar que la depresión debe su forma actual al movimiento ruptural a lo largo de fallas de dirección aproximada NO-SE. Tres o cuatro terrazas en posición escalinada dan lugar a la constitución de una gigantesca gradería tectónica hacia el fondo de la hoya. Las diferentes gradas consisten de paquetes de areniscas tobáceas y conglomerados miocénicos de color gris-amarillento, en disposición de capas alternantes de buzamiento de 25° a 30° hacia el NE que están cubiertas por acumulaciones cuaternarias horizontales de arenas y arcillas de color gris claro. Estas terrazas las ha cortado el río Cañar que cavó su salida de la Cordillera Occidental hacia el Oeste por un cañón profundo.

La arista superior de las capas miocénicas escalonadas está marcada por la línea Ingapirca-El Tambo-Suscal. Al Norte de esta línea afloran los estratos miocénicos en los cortes de los ríos Guayrapungo, Ingapirca y Culebrillas en un paisaje maduro, de suave modelado antiguo en el que los ríos y riachuelos erosionaron sus barrancos modernos después de que su base de erosión había sido bajada por muchos centenares de metros, a causa del hundimiento pleistocénico de la hoya de Cañar.

En el corte del río Ingapirca se superpone, a las capas conglomeráticas (guijos porfiríticos) y esquistos tobáceos verdosos y rojizos, una serie de capas alternantes de areniscas y conglomerados (guijos cuarzosos, pizarrosos y porfiríticos) de rumbo Este-Oeste y buzamiento de 45° hacia el Sur. Parece que han adaptado su posición a la inclinación del declive del nudo del Azuay.

La base de la fortaleza incaica o castillo de Ingapirca (3140m) y del Ingachungana, situados sobre el promontorio entre los ríos Guayrapungu y Silante (Ingapirca), se compone, en primer lugar, de una arenisca blanda de color claro poco amarillento con una capa basal de conglomerado de rumbo NO-SE y buzamiento de 30° hacia el SO. Se hallan en la arenisca, grandes concreciones redondas con aureolas de hidróxido de hierro (cara del Inca).

Al NE de El Tambo las capas conglomeráticas intercaladas por lechos de arenisca muestran el rumbo N-S y buzamiento 30° a 40° hacia el Oeste. De este modo, en el margen septentrional de la hoyada, el rumbo de las capas miocénicas parece variar ampliamente de N-S hasta E-O, manifestando así la influencia del nudo del Azuay.

Entre los cerros Buerán y Pilshún se prolonga la cuenca del río Tabacay, depositaria del Mioceno, hacia el Sur, para unirse con la hoya principal de **Azogues-Cuenca**.

Al pie occidental del cerro Pilshún los laminados y duros estratos arenosos y arcillosos del Mioceno alternan con bancadas de areniscas de rumbo N20°-30°E y variable buzamiento empinado, rumbo que cambia de dirección hacia el Sur, a partir de Biblián, girando aproximadamente hacia el N-S hasta el puente del Descanso; desde allí, nuevamente predomina la dirección NE-SO hasta los extremos australes de la cuenca miocénica, en los valles de los ríos Rircay y León. Así se evidencia que las direcciones morfológicas de la Cordillera Occidental ponen de manifiesto las líneas tectónicas marcadas por los rumbos de los plegados estratos miocénicos.

La región mejor investigada comprende la hoya principal de Azogues-Cuenca. En los años 1801-1802 Alejandro de Humboldt (Lit. Nos 40 y 41, 1837-1838 y 1853) visitó el Ecuador. Su viaje para las selvas de la Quina le llevó por las comarcas de Azogues y Cuenca, donde los peñascos de las famosas areniscas llamaron su atención. Humboldt las denominó "areniscas de Cuenca" y considero su edad como cretácica.

Teodoro Wolf (Lit. N° 147, 1879) encontró en la quebrada de Paccha, excavada en el terreno de la arenisca, trozos grandes conchíferos que consideró provenientes de la misma arenisca. Por H. B. Geinitz de Dresden fueron determinados, entre las conchillas investigadas, los géneros de Cyrena, Cyclas y Paludina, con especies idénticas que en Europa se hallan en los pisos inferiores del Cretáceo. Por eso T. Wolf pudo, en aquel entonces, atribuir esta arenisca al cretáceo. En la actualidad se ha comprobado, en virtud de comparaciones con la fauna fósil de las Américas del Norte y del Sur, que la Formación pertenece al Terciario Superior.

A propósito de esto debe mencionarse, que, por ejemplo, los terrenos que albergan en Europa los esqueletos fósiles de Mastodontes, son más antiguos que en el Nuevo Mundo; es decir que allá los mastodontes han vivido al fin del Terciario, y aquí, en la América del Sur, durante el Cuaternario antiguo (Pleistoceno).

Fósiles posteriormente recogidos de la quebrada de Paccha por G. Sheppard (Lit. N° 113, 1934) y A. A. Olsson (Lit. N° 57, 1941) fueron estudiados por W. B. Marshall, E. A. Bowles (Lit. N° 60, 1932) y K. V. W. Palmer (Lit. N° 57, 1941), dando por resultado la determinación de nuevos géneros y especies de gastrópodos muy característicos del Mioceno, que son: Corbicula (Cyanocyclas) pacchiana, Neritina pacchiana, Hemisinus (Sheppardiconcha) biblianus, Ecuadorea bibliana M. y B. Monocondylaea pacchiana N° Espc. Según K. V. W. Palmer los fósiles miocénicos Corbícula (Cyanocyclas pacchiana) y Neritina pacchiana provienen indudablemente del mismo lugar en el que T. Wolf había recolectado sus fósiles, y bien puede corresponder a algunas de las especies determinadas por H. B. Geinitz.

T. Wolf (Lit. N° 147, 1879 y 148, 1892) incluye en su Formación "Arenisca de Cuenca" dos tipos de series rocosas: las areniscas mismas y las arcillas; en cambio, los exploradores posteriores distinguen diferentes Formaciones, aparte de la Arenisca de Azogues. Así G. Sheppard (Lit. N° 113, 1934) después de haber dado el nombre "Grupo Azogues" a todo el conjunto sedimentario, distingue las tres subdivisiones: 1) Conglomerados de Biblián e, igualmente, Areniscas y conglomerados de Biblián (Biblián sandstones and conglomerates), 2) Lutitas blancas de Cuenca (Cuenca white shales) y 3) Arenisca de Azogues (Azogues sandstone), restringiendo así la denominación de Arenisca de Azogues a aquella parte de la Formación que se destaca por el predominio de las areniscas mismas.

R. A. Liddle (Lit. N° 57, 1941) sigue la división de Sheppard y cambia sólo ligeramente los títulos en: 1) Areniscas y conglomerados de Biblián (Biblián sandstones and conglomerates), 2) Lutitas de Cuenca (Cuenca shales) y 3) Arenisca de Río de Azogues (Río de Azogues sandstone).

La columna estratigráfica establecida por R. A. Liddle (Lit. N° 57, 1941) de la cuenca depositaria de Azogues-Cuenca indica claramente dos fases del ciclo de sedimentación. La primera principia abajo, con la sedimentación de material grueso; a saber, con los conglomerados y areniscas de Biblián, a los que sigue en transición sucesiva un paquete de gran espesor de las lutitas de Cuenca, localmente intercaladas por bancadas débiles de arenisca fina. En los horizontes superiores de las lutitas se encuentran también las capas interpuestas de los lignitos de Biblián. Abruptamente se superpone la segunda fase de sedimentación, es decir, la Formación de la Arenisca de Río de Azogues, marcándose así, por el material grueso de las areniscas, en contraposición a las predominantes masas finas y finísimas de las Lutitas de Cuenca, un cambio brusco de condiciones de transporte y sedimentación. Sin embargo, todo el conjunto de ambas fases sedimentarias parece significar un ciclo único de deposición según las opiniones de Wolf, Sheppard, Olsson y Liddle. Ya Sheppard (Lit. N° 113, 1934) intentó explicar este cambio de condiciones sedimentarias; supuso que la gran laguna tranquila de la cuenca, en la que se habían depositado las arcillas blancas finamente laminadas, fue reemplazada por un sistema de ríos, causando así la transformación del ambiente sedimentario lacustre en su paisaje de agua corriente fluvial, en unión con la intensificada denudación y erosión de los terrenos volcánicos circundantes (porfiritas y andesitas).

Según los resultados de la investigación de los fósiles de la Arenisca de Río de Azogues (Lit. N° 113, G. Sheppard, 1934) se trata de moluscos de agua dulce cuya edad no sería posterior al Plioceno, pero bien pudiera ser anterior.

A. A. Olsson en una carta dirigida a R. A. Liddle ha expresado el parecer de que las Lutitas de Cuenca, como también las Areniscas y conglomerados de Biblián, perteneciesen al Oligoceno Superior; en cambio, la Arenisca de Azogues correspondería ya al Mioceno. Los mares del Oligoceno Superior habrían entrado por entre las cordilleras, en aquellos tiempos todavía bajas, y formado extensas ensenadas de agua salobreña o semidulce. Con el Mioceno habría ocurrido el fuerte cambio del modo de sedimentación, por accidentes tectónicos, y la deposición de las areniscas comúnmente gruesas (Arenisca de Río Azogues), hechos que indicarían el levantamiento, o una perturbación parecida, de un significado más que local. “Mientras no se encuentren otros fósiles más, o no se disponga de otra evidencia, la edad de las Formaciones de Cuenca (Cuenca beds) no podrá ser fijada. Si se las atribuye al Oligoceno, Mioceno o talvez al Plioceno, aún sería por el momento asunto de opinión”.

R. A. Liddle ha mantenido su criterio de que todo el grupo de las tres Formaciones pertenece al Mioceno, aunque inclinándose al concepto de Olsson; en tanto que admite alguna incertidumbre de la determinación de la edad miocénica de las Formaciones precedentes a la Arenisca de Río de Azogues.

Areniscas y conglomerados de Biblián

Tres kilómetros al Noroeste de Azogues, el río del mismo nombre ha cortado las capas sedimentarias más antiguas de la gran cuenca depositaria. Al lado Sur de la carretera Biblián Azogues se ofrece el famoso anticlinal de Biblián. Se eleva a 75 metros encima del lecho fluvial, como un modelo de un pliegue simétrico, con dirección N-S con respecto a su eje y buzamiento de 45° en ambos flancos. Capas de conglomerados, areniscas y muy pocas lutitas toman parte en la composición de la interesante estructura. Predominan los conglomerados y las areniscas conglomeráticas de color pardo grisáceo, y contienen en abundancia guijarros de rocas ígneas, constituyendo con las areniscas parduscas de grano grueso y reducidas lutitas blandas, de color gris amarillento, la Formación de Areniscas y conglomerados de Biblián, cuyo espesor es de unos 250 metros.

Entre los conglomerados y areniscas arcillosas, ambas algo fosilíferas, se intercalan lechos de medio metro de espesor, casi exclusivamente integrados de conchas de gastrópodos, a saber, de Hemisinus (Sheppardiconcha) biblianus Marshall y Bowles, Pomacea bibliana M. y B., Ecuadorea bibliana M. y B., Diplodon liddlei n. ep. y Unio (Anodontites) sp. n. Indican una facies de agua dulce de edad miocénica (?). Ciertamente no son posteriores al Mioceno y la abundancia de material volcánico en las capas sugiere que sean posteriores al Eoceno u Oligoceno.

Las arcillas mismas no albergan fósiles y al predominar estos hacia arriba, pasan a la Formación de las lutitas de Cuenca, que, en contraposición a los propios conglomerados y areniscas de Biblián, muestran localmente ligera salinidad; por ejemplo, en la zona de transición. Irrupciones intermitentes de agua salobre pueden haber causado la muerte instantánea de los moluscos, de modo que sus conchas se habrían acumulado en los lechos arriba mencionados.

Los hallazgos de fósiles en los bloques rodados de la quebrada de Paccha, cerca de Cuenca, asemejan a la fauna fósil de la Formación Biblián. Aunque la quebrada esté erosionada en la arenisca de Río de Azogues, G. Sheppard opina que estos rodados fosilíferos han debido ser acarreados de un supuesto afloramiento de la Formación Areniscas y conglomerados de Biblián, en cualquier otro lugar de la quebrada, y, de consiguiente, los fósiles no provendrían de la Arenisca de Río de Azogues.

Lutitas de Cuenca

La transición sucesiva de las Areniscas y conglomerados de Biblián a las superpuestas Lutitas de Cuenca confirma que ambas Formaciones pertenecen al mismo ciclo de sedimentación, a pesar de su cambio de facies litológica y fáunica, producido por un accidente orogénico y el acceso ocasional de agua salobre. Las Lutitas de Cuenca ocupan áreas muy amplias, que se extienden hacia el Oeste a partir del Cerro de Shalal, cerca de Biblián, en ambos lados del río Azogues; asimismo, entre el Cerro Shalal y el anticlinal de Biblián, a partir del cual alcanzan, en dirección Este, el cerro Abuga al Noreste de Azogues. Acompañan el río Azogues hacia el Sur, formando franjas estrechas en sus lados oriental y occidental hasta la región del Puente de Descanso, donde empieza a superponerse la Formación de la Arenisca de Río de Azogues.

Las Lutitas se componen, monótonamente, de blandas arcillas sutilmente laminadas, de color amarillento claro, en parte arenosas y tobáceas, en parte carbonosas, entre las cuales se intercalan capas poco potentes de arenisca pardo-grisácea. Afloran a lo largo del Río Azogues, donde, en los lugares indicados, las estériles colinas amarillento-blanquecinas de escasa vegetación presentan su aspecto característico. A veces muestran colores grisáceos, oscuros o parduscos que, en contacto con las intrusiones o mantos volcánicos, adquieren tintes que van del rojo al amarillo vivo. En estos lugares suelen aparecer concreciones de chert (calcedonia impura), alargadas o lentiformes, poco espesor, en agrupación paralela a la estratificación. Muy raros son los hallazgos de madera silicificada, por ejemplo, en la cercanía del puente del Descanso. Además, se intercalan muchas veces capitas delgadas o filoncitos de yeso.

El espesor total de las lutitas fue apreciado en alrededor de 850 metros.

Importancia especial merecen los yacimientos de lignito, al Oeste de Biblián, que se prolongan hacia el Sur hasta la cercanía del río Ayancay, afluente occidental del río Azogues; su descripción seguirá más adelante.

Medio kilómetro al Noroeste del caserío Unión, en el lecho del río Ayancay, filtran pequeñas cantidades de brea por grietas de la andesita descompuesta. R. A. Liddle (Lit. N° 57, 1941) supone, que la brea se hubiera originado en la zona de contacto de la intrusión andesítica con las lutitas poco bituminosas, de las cuales podría haberse derivado por destilación seca a causa del calor de la intrusión ígnea.

En la parte alta de la quebrada Pishumaza, al Oeste de Biblián, afloran capas delgadas y venas de asfalto entre los estratos arcillosos, como supuestos indicadores de yacimientos petrolíferos. Pero como en otros lugares, por ejemplo, en la zona de la Arenisca de Río de Azogues, estos indicios de Petróleo no han cumplido la esperanza de que existan yacimientos petrolíferos explotables en el subsuelo.

Arenisca de Río de Azogues

T. Wolf (Lit. N° 148, 1892) había incluido en su “Formación de Azogues” o “Arenisca de Azogues” todas las series sedimentarias, es decir las tres Formaciones del grupo de Azogues, que posteriores autores han separado unas de otras. Puesto que seguimos la división establecida por R. A. Liddle (Lit. N° 57, 1941), el nombre de la Formación Arenisca de Río de Azogues se refiere sólo a las verdaderas areniscas, que forman la serie superior del grupo.

La Formación se compone predominantemente de areniscas en bancadas de regular consistencia y de variable espesor. Las bancadas macizas alcanzan un espesor de uno a cuatro metros. La granulación, en su mayoría gruesa, puede disminuir hasta fina o, al contrario, pasar al grosor de los guijarros de conglomerados. En general prepondera la variedad tobácea de grano grueso. La estratificación cruzada ha impedido en áreas extensas, al Sur del río Chaullabamba, parte inferior del río Machángara, la determinación de los elementos estructurales, a saber, rumbo y buzamiento. Existe la transición a variedades arcillosas, hasta lutitas tobáceas de color amarillo.

Regularmente la arenisca expuesta a la intemperie adquiere el color gris-pardusco. En cambio, el color de fragmentos frescos es gris claro. En unos afloramientos se observa que la arenisca, por el proceso de descomposición, se deshace en globos de tamaño de balas de cañón.

En ambos lados del río Hunancay, las capas superiores de la Formación contienen lechos de masas piroclásticas con bombas volcánicas de 5 a 75 centímetros de diámetro.

La composición mineralógica de la arenisca se destaca, aparte de pocos granos de cuarzo, en primer lugar, por granos de feldespato y granos angulares de arena volcánica y de toba.

Respecto a la disposición topográfica, es difícil encontrar lugares donde el contacto de la Arenisca de Río de Azogues con las subyacentes lutitas de Cuenca pueda ser observado. Sin embargo, al Oeste de la extensa intrusión andesítica, que se prolonga a partir del Cerro Cojitambo en dirección Sur hasta el río Ayancay, la Arenisca yace en perfecta concordancia sobre las Lutitas de Cuenca. Por esta razón, ambas Formaciones están consideradas como partes integrantes del mismo ciclo de sedimentación.

Aunque no se han encontrado fósiles en la Arenisca de Río de Azogues R. A. Liddle (Lit. N° 57, 1941) atribuye la Formación al Mioceno Superior porque comprobó, en el cañón profundo del curso alto del río Hunancay, la transición gradual y uniforme del piso superior de las Lutitas de Cuenca al piso inferior de la Arenisca de Río de Azogues.

El espesor de la Formación no se ha podido medir directamente; en algunos lugares asciende a más de 650 metros.

Puesto que la Arenisca es más dura y resistente a la erosión que las Lutitas, se distinguen ya desde lejos sus empinadas crestas, alargadas por ambos lados del amplio valle de los ríos Matadero-Machángara-Chaullabamba, y ciñe la cuña de las Lutitas de Cuenca, las cuales a su vez abrazan el ancho núcleo de andesita y el anticlinal de areniscas y conglomerados de Biblián.

La estructura general de la Formación es un anticlinal abierto y dilatado. Su núcleo septentrional comprende la mencionada cuña de Lutitas de Cuenca y el Anticlinal de Biblián, núcleo que al Sur del puente del Descanso desaparece debajo de las areniscas. Las andesitas, que en parte constituyen el núcleo, están marcadas en el modelado del terreno por los cerros Cojitambo y Shalal.

Del anticlinal abierto han quedado sólo sus flancos, después de que su vértice había sido roto y eliminado por la erosión. También hacia el Sur y Suroeste siguen las mismas condiciones tectónicas y morfológicas, a lo largo del río Tarqui, hasta el nudo de Portete, todavía ocupado por la Formación de la Arenisca de Río de Azogues.

En la parte occidental de la depresión depositaria de Biblián-Azogues-Cuenca, las areniscas afloran en los valles de los ríos Hunancay, Ayancay y Déleg, presentando cortes del flanco occidental del anticlinal abierto. Puesto que estos ríos tienen curso estricto de N a S, dirección tectónica acentuada por la cresta del cerro Shalal al Este de Biblián, es de suponer que han erosionado sus lechos a lo largo de fallas longitudinales que dividieron el flanco occidental del anticlinal en bloques alargados. Por hundimiento relativo, estos bloques fueron puestos en posición escalinada, uno al lado del otro, separados por los ríos mencionados. Si no se supusiera la existencia de las fallas y el desplazamiento escalonado de los bloques, resultaría por el cálculo teorético un espesor inverosímil de la Arenisca de Río de Azogues, mucho mayor que los 650 metros medidos, como fácilmente se puede desprender de los perfiles geológicos adjuntos, aun tomando en cuenta la presencia de un anticlinal secundario.

Llama la atención que los componentes de los conglomerados y de las areniscas consisten en su mayoría de material volcánico de guijarros y grano grueso, hasta finísimo, producido por erupciones relacionadas con los movimientos tectónicos, al terminar el Terciario. Las guijas, arenas y polvos, junto con masas detríticas, fueron acarreadas de las alturas circundantes, por ríos de caudales fluctuantes y aguas torrenciales, a la gran laguna o ensenada depositaria, o, en el caso de haber sido el material suelo expulsado al aire por las erupciones volcánicas, cayó sin duda inmediatamente en el agua dulce o salobreña, para depositarse en capas bien desarolladas. En lugares de mayor movimiento del agua fluvial y en la región de las desembocaduras de los ríos se originó la característica estratificación cruzada de las bancadas de arenisca.

Los filoncitos y capas delgadas de asfalto, esporádicamente intercaladas entre estratos arcillosos y tobáceos de la Formación, por ejemplo, unos pocos kilómetros al Este de Cuenca (Carapungo), no tienen importancia, aunque han excitado la esperanza de que exista en el subsuelo un yacimiento de petróleo.

En cambio, se destacan buenos criaderos de travertino, de excelente calidad y de hermosa coloración. Se trata de antiguas precipitaciones de aguas termales de ligero contenido de calcio carbónico. Las masas calcáreas recristalizadas representan los famosos "mármoles" de Cuenca de bastante resistencia y de muy variado colorido y dibujo, de todos los matices hasta el blanco unicolor. Son usados como piedra de construcción o, en estado pulido, para la decoración de edificios y monumentos. La célebre Catedral de Cuenca ofrece un aspecto admirable no sólo por su magnitud y monumentalidad, porque es el templo más grande de la América del Sur, sino también por el empleo del mármol en su construcción.

El mármol está extraído de muchas canteras en los alrededores de Cuenca; Checa, Patamarca, Chilingay, Racar y El Cebollar (Lit. N° 29, C. Stuebi, 1945) son nombres de lugares de su explotación. Los diques de mármol, que constituyen los rellenos de fracturas tectónicas, alcanzan espesores de 5 a 10 metros. Los desperdicios calcáreos y el travertino de menor calidad se los quema en hornos de calcinación para obtener cal viva.

A veces manifiestan las aguas termales los procesos de precipitación de travertino. Aún en la actualidad, depositan en la superficie grandes mantos o acumulaciones de travertino. Sobre las fracturas tectónicas que sirven de conducto el agua termal cargada de bicarbonato de calcio, se levantan murallas anchas de travertino que sucesivamente han crecido hasta extensiones longitudinales de centenares de metros y alturas de hasta veinte metros y anchura basal respectiva, como por ejemplo en Baños, 10 kilómetros al Oeste de Cuenca. En el interior de las murallas el travertino ya está bien cristalizado. Los manantiales han mantenido abiertos, en el interior, conductos de los que brotan en la cresta del dique las aguas termales y corren por un canalito a lo largo del vértice de la muralla, desbordando por uno u otro lado y precipitando la materia calcárea encima o en los declives laterales del dique. De este modo, continúa aumentando su altura y anchura por sobreposición sucesiva de cubiertas concéntricas de travertino amorfo, que en el transcurso de mucho tiempo se transforma finalmente en mármol cristalizado.

Una de las fuentes de fuerte caudal sirve para la alimentación de la piscina. Las aguas varían de temperatura alrededor de 60 centígrados.

Extensos mantos de travertino, como resultado de la precipitación superficial de carbonato de calcio, existen, además, en el valle del río Galuay y del río Mangán, al Noroeste de Biblián. En el último sitio se explota un mármol muy fino, de colores blanco y verdusco. La así llamada caliza de Guapán, al Noroeste de Azogues, es el manto más extenso de nuestra región y ocupa un área de dos kilómetros cuadrados, con un promedio de espesor de cerca de 3 metros. Sus reservas explotables fueron calculadas en 5 a 8 millones de toneladas. Se las utiliza actualmente, junto con el lignito cercano de Biblián y Azogues, en la fábrica de cemento de Guapán.

Las fuentes termales y los travertinos depositados en las grietas tectónicas comprueban la existencia de un sistema de fallas. Las Formaciones miocénicas y las demás subyacentes han sido rotas por hundimientos rupturales relacionados con el incipiente levantamiento epirogénico de los Andes. Estos acaecimientos tectónicos ocurridos a fines del Terciario, han dado origen a un volcanismo intenso, que ha impreso sus huellas grandiosas en las comarcas del Sur del país, como también a través de toda la región andina. Pero, grandes áreas de sus afloramientos, en el Norte ecuatoriano, fueron cubiertas por los productos del volcanismo reactivado durante el Cuaternario.

De consiguiente, en nuestra zona, el volcanismo está estrechamente conectado con la tectónica. El ejemplo más evidente constituye la intrusión andesítica que en posición vertical, forma el núcleo alargado del cerro Shalal, extendido en dirección N-S cerca de Biblián. El río Azogues se ha abierto paso a través de esta barrera intrusiva, que al Sur del río se prolonga hasta el cerro Cojitambo también de origen volcánico. En este boquerón llamado Molinohuaico está a la vista el contacto de la intrusión andesítica con las Lutitas de Cuenca adyacentes. Claramente se manifiesta aquí una ruptura del flanco occidental del anticlinal de Biblián, de modo que a lo largo de la falla se había efectuado primeramente un movimiento vertical de deslizamiento de un labio sobre el otro, y, en consecuencia, las capas originalmente poco inclinadas de los dos bloques movidos, fueron forzadas por el rozamiento a encorvarse hacia arriba y abajo, respectivamente. Al fin penetró por la fractura, dilatada por efectos orogénicos, el magma andesítico y produjo en las capas arcillosas adyacentes fenómenos de metamorfismo cáustico que se evidencian por la coloración intensa de los estratos arcillosos, en la cercanía inmediata del contacto.

La intrusión misma mide 600 a 800 metros de espesor y se compone, de Oeste a Este, de andesita de exfoliación tabular y, hacia el lado oriental, de masas tobáceas con inclusiones de arcilla metamorfizada, y de brechas rojas y verdes, mostrando el aspecto de brecha de chimenea volcánica, a la vez que de rozamiento. Un kilómetro al Sur del río Azogues desaparece la andesita entre los estratos de las Lutitas de Cuenca. A partir del Cerro Cojitambo reaparece y aflora en extensas áreas, ganando en anchura y prolongándose hacia el Sur, hasta el río Ayanca. Su margen occidental corresponde al labio occidental de la falla. Allí a lo largo del río Huanancay, las lutitas de Cuenca han sufrido intenso metamorfismo de contacto. Al lado Este del cuerpo andesítico no es posible determinar con certeza efectos de metamorfismo de contacto con las capas sedimentarias, por lo que parece tratarse de un contacto falso, originado por desplazamiento tectónico. En su extremo Norte se eleva el “Neck” del Cerro Cojitambo, resto superficial de una erupción andesítica posterior. Su lado Sureste se ha derrumbado y el resto se yergue como obelisco empinado en medio de los terrenos bajos. Los trozos provenientes del derrumbamiento y un manto de andesita hornbléndica se extienden hacia el Sureste, hasta la carretera Azogues-Cuenca, cerca del Caserío Chuquipata, ensanchando de este modo el área andesítica de la región.

Pocos kilómetros al Noreste de Azogues se levanta el cerro Abuga sobre la falla que limita la gran hoya en su lado oriental. Ha sido tomado por muchos autores por cono volcánico relativamente moderno, con un cráter bien conservado en su parte cimera. Consiste de lavas de andesita hornbléndica parecidas a las del cerro Cojitambo. Por eso concluye G. Sheppard (Lit. N° 113, 1934) que ambas extrusiones, las del cerro Abuga y la del Cojitambo, forman parte de la misma fase volcánica de una época posterciaria. La masa fundamental de la lava del Cojitambo muestra cristalización, aunque fina, bien desarrollada, que se distingue por eso un tanto de las lavas del cerro Abuga, donde la masa fundamental de las lavas es criptocristalina o felsítica, diferencia que puede explicarse, si se toma en cuenta, que posiblemente las muestras investigadas provinieran de diferentes profundidades de los cuerpos volcánicos.

T. Wolf (Lit. N° 147, 1879) menciona en un lugar, pocos kilómetros al Oeste del cerro Cojitambo, la existencia de una capa de material polvoroso de sílice puro y de color blanco intercalado entre los estratos de la Arenisca del Río de Azogues. Liddle (Lit. N° 57, 1941) considera esta masa polvorosa de sílice amorfo con pequeños cristales de cuarzo como producto de aguas termales, cargadas en este caso de soluciones silíceas.

En las áreas de la Arenisca de Río de Azogues llaman la atención mantos de aglomerados volcánicos, tobáceos y conglomeráticos, que truncan y cubren horizontalmente los estratos inclinados hasta verticales de las areniscas; como ocurre entre los cursos altos de dirección N-S de los ríos Hunancay, Alancay y Déleg, donde forman mesetas, indicando que las Formaciones miocénicas plegadas fueron reducidas a una penillanura (peniplanicie) sobre la cual se habían depositado los aglomerados, arenas y cenizas volcánicas, arrastradas por erosión y denudación de los terrenos volcánicos vecinos. Debajo de estos mantos se han conservado áreas restantes de la penillanura postmiocénica. Más al Norte, la penillanura, expuesta directamente a la erosión, ha perdido su aspecto característico.

Al Suroeste de Cuenca se prolongan las Formaciones miocénicas a lo largo del río Tarqui, y están representadas, en primer lugar, por la Arenisca de Azogues, con intercalaciones de bancadas de conglomerados de pocos metros de espesor. Los estratos muestran el rumbo N-S que, sin embargo, vira pronto hacia el Suroeste. El valle se ensancha en la cercanía de Tarqui y está, en ambos lados, limitado por las elevaciones alargadas de las areniscas que buzan con 30° a 40° hacia fuera del valle y comprueban el carácter anticlinal de la zona. El río corre por el ancho valle en múltiples meandros.

Los cerros de la ladera oriental están descabezados y sus alturas igualadas, en conformidad con el proceso que diera origen a la penillanura, alturas ahora recubiertas por el manto de masas volcánicas del peculiar color rojizo.

Poco después de pasar el pueblo de Tarqui, la carretera panamericana vira hacia el Este y, pasando la llanura de Tarqui, entra en el valle del río Cumbe, afluente oriental del río Tarqui.

En ambos lados se levantan las escarpadas rocas volcánicas de un dique dacito-riolítico. La dacita, al lado septentrional de la carretera, se distingue por una textura marcadamente fluida. En el lado opuesto saltan a la vista las blancas peñas riolíticas, que bien han servido para macadamizar la carretera.

Río arriba afloran en ambas laderas las lutitas, perforadas por algunos diques volcánicos, y las areniscas del Mioceno. Pasado el pueblo de Cumbe, predominan las areniscas, presentándose en bancadas poco potentes de color amarillento pardusco, alternantes con capitas de arcilla oscura. La arenisca tobácea tiene un rumbo NE-SO y buza con 50° hacia NO. Más y más las rocas volcánicas ocupan todo el terreno y sólo de vez en cuando dejan aflorar las capas miocénicas, hasta que, a la distancia de 10 kilómetros de Cumbe, río arriba, se ha cerrado completamente el manto volcánico, mientras en las alturas (3000m) se extiende sin interrupción hacia el Sur, hasta la distancia de 60 kilómetros por el profundo cañón del río León, y se prolonga otros 30 kilómetros hasta Saraguro y más allá.

Para obtener una visión clara de la extensión total del manto volcánico, tenemos que añadir a la región de Cuenca una gran parte de la cordillera de Chilla, donde el manto volcánico aparece en áreas continuas; además, hacia el Este extensas fajas de la Cordillera Oriental, a partir de Paute por Sigsig hasta Saraguro (Lit. N° 129, C. Stuebi, 1945). De este modo la extensión de este manto volcánico depositado sobre la antigua penillanura, asciende aproximadamente a una longitud de 120 kilómetros, con una anchura máxima de 40.

Pasado la altura del nudo de Portete con el monumento a la gloriosa victoria del Mariscal Sucre sobre los peruanos, se entra en el amplio **valle de Girón**. Alrededor de los contornos superiores de la hondonada aparecen los rebordes del manto volcánico de lavas y masas piroclásticas, dacito-andesíticas, manto que se había desplegado por encima de la antigua penillanura, a la cual ha sido reducido el modelado anterior de las Formaciones miocénicas. Al Noroeste de Girón presenta un aspecto muy curioso, gracias al chorro de agua que desciende del reborde superior de la meseta de 3160m de altitud, 1100 metros más alta que la ciudad de Girón.

Con la misma dirección NE-SO del valle, se levanta de su fondo plano una loma alargada, que por su dureza – se trata de un dique andesítico – ha resistido a la erosión. El estudio de la zona ha revelado el hecho sorprendente de que, en estas altitudes relativamente bajas de 1800 a 2900 metros, la forma redondeada de letra U, ampliamente abierta de la hondonada debe su origen a la erosión glaciar del Pleistoceno. Una potente morrena basal constituye el ancho fondo allanado del valle y la base casi plana de la ciudad de Girón (2060m).

Las areniscas de color gris amarillento que afloran a lo largo de la carretera, muéstranse muy poco consolidadas. Son arcósicas y se componen de granos detríticos de material andesítico. Alternan con bancadas del mismo color de 1 a 8 metros de espesor, de arcilla arenosa, de arenisca arcósica con concreciones globulares de 10 a 20 centímetros de diámetro, y de conglomerados de guijarros de andesita, brecha andesítica y diorítica. El mayor espesor lo alcanzan las capas de arenisca, que se destacan por globos formados en procesos de deslizamiento durante y poco después de la sedimentación, o por estratificación cruzada. Las capas conglomeráticas de guijarros gruesos, hasta finos en transición a la arenisca, tienen espesores de alrededor de 3 metros. El espesor de los estratos arcillosos no asciende a más de un metro, y contienen en su base capitas delgadas de arcilla arenosa con impresiones de gramíneas y hojas de árboles, muy parecidas a las que se encuentran en las lutitas de la cuenca de Loja. La sucesión rítmicamente repetida de las diferentes bancadas es la siguiente, de abajo hacia arriba: Conglomerado-arenisca-arcilla; o por menor desarrollo o falta de conglomerados: Arenisca-arcilla.

Los conglomerados, las areniscas con estratificación cruzada y el contenido de fósiles vegetales indican que estos sedimentos representan el relleno final de la depresión depositaria por sedimentación fluvio-lacustre y por interrupción completa de la comunicación con el mar, que antes, temporalmente, ha existido. Por eso estas series deben ser consideradas como miocénicas o acaso pliocénicas, pero más jóvenes que las verdaderas Areniscas de Río de Azogues de la región de Cuenca. Constituyen series superiores a las de Azogues, que allá faltan. Además, su dislocación tectónica es menos intensa que la de la región Azogues-Cuenca. Evidentemente el valle de Girón ha sido erosionado en el vértice roto y abierto de un amplio anticlinal tendido.

El río Girón ha cortado al lado Sureste de la ciudad un cañón de 20 metros de profundidad en la morrena del fondo y dejado al descubierto la característica acumulación irregular de bloques más o menos redondeados de andesita y mezclados con material arenoso y arcilloso. Se habían también formado las llamativas pirámides de tierra en los casos de que bloques muy grandes protegieron las masas subyacentes contra la erosión causada por las caídas fuertes de lluvias.

Río abajo de Girón se prolonga en el fondo amplio del valle la morrena basal cubierta de terrazas poco potentes de posteriores sedimentos fluvio-glaciares. En las laderas afloran estratos de lutitas arcillosas, a veces margosas, de color amarillento rojizo, entre-estratificadas por capas de menor espesor de areniscas y conglomerados miocénicos, con rumbo N40°E – S40°O y buzamiento de 45° hacia NO. Corresponden a las lutitas de Cuenca.

El valle pierde la forma de erosión glaciar, río abajo, donde a través del fondo del valle (1750m) yace una morrena terminal de 30 metros de altura. El río la rodeó por el lado occidental. Al pie exterior de la morrena escurre agua lechosa, todavía cargada de partículas finísimas de material morrénico.

A la distancia de 10 kilómetros de Girón, río abajo, en el fondo y en las laderas del valle, predominan los diques y mantos de las lavas y brechas andesíticas de color gris. Llaman la atención sus formas fantásticas de picos, bastiones y torres redondas (“Los gigantones”). El río hubo de excavar, a través de estas acumulaciones volcánicas, un cañón estrecho de alrededor de 100 metros de profundidad. A partir de aquí, el río ha recibido el nombre de Rircay y la depresión el Valle de Yunguilla, que se abre ampliamente hacia su lado occidental, adosándose a las estribaciones de las cordilleras de Pucará y Minas, inherentes a la Cordillera Occidental. En este lado las Formaciones de las lutitas poco resistentes carecen de la cubierta andesítica, en contraposición a las de las laderas opuestas, en las que el manto volcánico rojizo incrusta las vertientes empinadas. El buzamiento de las lutitas ha cambiado hacia el SE. Más abajo, en la ladera derecha, un dique andesítico longitudinal forma un declive menos inclinado, de 8 kilómetros de largo, llamado “El Tablón”. Entre el caserío Abdón Calderón y la confluencia del río Rircay con el río Jubones, nuevamente afloran, por todo el valle, las lutitas con rumbo NE-SO y buzamiento de 30° hacia SE.

Las capas arcillosas ostentan colores vivos rojos y amarillentos. En las fisuras se han precipitado delgadas placas de yeso que recuerdan los fenómenos parecidos de la región de Cuenca-Azogues. Por el clima árido, los cultivos se restringen al fondo del valle y a poca altura de las laderas, hasta donde la irrigación artificial permite su desarrollo. Encima de esta zona de cultivos, las formas redondeadas de las lutitas estériles, intercaladas por capas de arenisca, quedan casi libres de vegetación.

Río arriba del río León, a partir de su unión con el río Jubones, se extienden los afloramientos de las mismas lutitas y areniscas miocénicas en ambos lados del valle del río León hasta que, a distancia de pocos kilómetros de Saraguro, están reemplazadas por rocas volcánicas. En el profundo y estrecho cañón del río, un dique intrusivo de andesita biotítica ha penetrado las lutitas en sentido NE-SO del rumbo de ellas mismas, y causado en la zona de contacto una intensa coloración de las capas arcillosas tostadas por los efectos del metamorfismo de contacto.

Cerca de Corralpamba (2080m) el rumbo varía de NE-SO a N-S, asimismo cambia el buzamiento hacia el Oeste, pasando por posiciones horizontales. Allí se intercalan entre los estratos algo carbonosos, capitas de lignito (rumbo N-S, buzamiento 10° hacia el Este).

En la ladera opuesta del valle se ostenta una cavidad inclinada hacia el valle, poco honda, de un kilómetro de ancho, igual a un “Kar” de erosión glaciar, en altitudes de 2300 hasta 1900 metros. En su parte baja, una acumulación del material erosionado aparece como una morrena por la que el riachuelo se había abierto el paso formando una quebrada que sirve de desagüe de la hondonada, detrás de la superpuesta morrena. No fue posible investigar el fenómeno de cerca. Pudiera también tratarse de un derrumbamiento o deslizamiento en gran escala. Sin embargo, asemeja mucho a un “circo” excavado por un pequeño glaciar colgante. Además, hay que tomar en cuenta que el valle glaciar de Girón se había desarrollado entre alturas iguales de 2800 y 1800 metros y que en el clima semiárido fácilmente habíanse conservado las características formas morfológicas.

Los diques eruptivos se repiten y también la aparición de los mantos lávicos, brechosos y piroclásticos, que de vez en cuando cubren las alturas y protegen partes de la antigua penillanura.

El **río Tablayacu,** afluente oriental del río León (su curso superior se llama río Shiña), había erosionado entre Nabón y Cochapata su cañón profundo en capas arcillosas del Mioceno, conservadas debajo del manto volcánico. Las plantas fósiles allá encontradas igualan a los hallazgos de Loja y admiten la equiparación de estos estratos a las Formaciones parecidas de Loja, como fue observado también en el caso del valle alto de Girón. La aparición de las Formaciones miocénicas en esta comarca comprueba que se extienden también al Este del río León, como base penillanurada de las mesetas constituidas por los compartimientos del manto volcánico, cortadas y separadas entre sí por las quebradas de los afluentes de este río. Nabón (2813m), Cochapata (2710m) y Oña (2867m) están situados en estas mesetas, famosas por la producción de un excelente trigo.

Aparentemente las mesetas representan los restos del ensanchamiento oriental del enorme manto volcánico. Entre los ríos Tarqui, Girón y Rircay, de un lado, y Gualaceo, Pamar, Shiña y León de otro, los páramos de El Verde, Tinajillas, Silván y Allpachaca ocupan una ancha zona, alargada en dirección NE-SO. Es que un verdadero altiplano se eleva allí con alturas que regularmente pasan de 3000 metros. Su superficie ligeramente ondulada consiste del mencionado manto volcánico, en forma de cubierta de la antes aludida penillanura. Afloran lavas y acumulaciones piroclásticas de andesitas, dacitas y preferentemente riolitas profundamente descompuestas. Sólo en los cortes hechos para la construcción de la carretera panamericana se revelan las rocas en estado fresco, con los colores originales grises claros de las andesitas y blancos de las riolitas, ampliamente esparcidas.

En estas altitudes de 3000 a 3700 metros, presentan un aspecto sumamente interesante los cortes a lo largo de la carretera: en el perfil de los cortes se desarrollan, de abajo hacia arriba, a partir de la roca fresca, los diferentes suelos, que se han formado en el transcurso de los tiempos, bajo la influencia de la intemperie. Así se observan, en la base, las rocas del manto volcánico aún no alteradas del original color gris claro y blanco, pero con una potente zona superficial correspondiente al anterior modelado, de profunda descomposición laterítica roja o, en las depresiones de esta superficie antigua, un suelo fósil de tierra roja, con los colores característicos, que indican el efecto del clima tropical de una época remota, en vivo contraste con las rocas de color claro. Sobre estas rojas están superpuestas capas de un suelo pardo, que representa un clima templado de tiempos anteriores y, al fin, constituyendo los terrenos de la superficie actual, los negros suelos pleistocénicos y modernos del clima frío y húmedo del estado climático actual. Estos cambios de clima reflejan las fuertes variaciones altitudinales de nuestra región, a causa de las cuales se ha producido la transformación sucesiva del clima tropical en clima frío y húmedo; o, con otras palabras: inmediatamente después de haberse formado el manto volcánico plio-pleistocénico, esta región andina se había encontrado todavía en nivel altitudinal muy bajo, probablemente no muy elevado sobre el nivel del mar. En vía de levantarse, por etapas, durante el Pleistoceno, ha recibido la impresión de los efectos climáticos de las diferentes estaciones altitudinales. Así está comprobado de nuevo que, a fines del Terciario, las cordilleras estaban bastante bajas, y sólo durante el Pleistoceno se levantaron a las alturas que, en general, corresponden a las actuales.

En las mayores alturas, por ejemplo, en las del páramo de Tinajillas (3488m), sobre el suelo negro pleistocénico se han desplegado áreas reducidas de morrenas glaciares poco potentes que, por su parte, están cubiertas por el humus negro del suelo actual. A veces falta uno u otro de los suelos fósiles, eliminado sin duda por la erosión.

Sin embargo, esta sucesión de suelos de climas más y más fríos revela el hecho ya mencionado de que al fin del Terciario esta parte de la cordillera no había sobrepasado altitudes que correspondían al clima tropical y que probablemente no rebasaron los mil metros. De este modo se puede apreciar que el grado de levantamiento pleistocénico de la zona en cuestión alcanza por lo menos 2500 metros.

Las alturas medianas de las mesetas de Nabón, Cochapata y Oña quedan debajo de la altitud de los páramos de Tinajillas-Silván-Allpachaca por unos centenares de metros, circunstancia que se explica por la gran falla, a lo largo del río León-Shiña. Se produjo al Este de la falla el hundimiento de la faja de terreno comprendida entre Nabón, Oña y Saraguro, faja que incluye las mencionadas mesetas y forma así una antegrada de las montañas orientales más elevadas (Lit. N° 148, T. Wolf, p. 38).

Teodoro Wolf denominó “Hoya de Jubones” a la región marginada en el Sur por estas montañas (en parte por la cordillera Cordoncillo), en el Suroeste por la Cordillera Chilla (inclusive el cerro Fierrourcu), en el Noroeste por las cordilleras Mullepungu y Chanchán (Minas) partes de la Cordillera Occidental, y en el Norte por el nudo de Portete-Tinajillas. Para la mejor comprensión ampliamos el nombre de la hoya y añadimos el nombre del río León, que forma la prolongación superior del Jubones.

El caso de que la hoya Cañar-Cuenca había constituido una única cuenca depositaria de sedimentos miocénicos parece corresponder en el mismo sentido a la **hoya Jubones-León,** con la diferencia de que en la última se había desarrollado el volcanismo a fines del Terciario en escala mucho más grandiosa que en la hoya Cañar-Cuenca y conservado así, por su extenso manto, el aspecto más completo de la amplia penillanura, con la superficie ligeramente ondulada por las acumulaciones volcánicas de mayor o menor elevación.

Una parte occidental de la penillanura, asimismo, se había extendido por el espacio de la Cordillera Occidental, antes de su levantamiento pleistocénico a las mayores altitudes actuales, donde se presenta ahora en forma de los vastos páramos, apenas ondulados que se extienden de Narahuiña y Minas a las cordilleras parciales de Chanchán, Soldados, Cajas, Puruving y Patul, y que en toda su extensión exhiben en la superficie el manto volcánico. Durante los periodos glaciares, en esta región alta se había desplegado una inmensa capa de hielo glaciar. Aunque los efectos erosivos del hielo, seguramente, han cambiado en ciertos límites, las formas superficiales, sin embargo, ha quedado el aspecto característico uniforme, tanto más que la erosión glaciar mejor ha igualizado que profundizado el modelado. Las muchas lagunas solitarias en las abandonadas alturas de alrededor de 4000 metros atestiguan la anterior presencia de hielo glaciar.

La actividad volcánica del Plioceno ha imprimido su cuño típico, no sólo a las zonas ya descritas, sino que ha dejado huellas considerables en las demás regiones del país.

Como el mapa geológico indica, al Sur de la hoya Jubones-León las Formaciones volcánicas del Plioceno cubren áreas de la cordillera de Chilla y Fierrourcu y se prolongan en menor profusión a lo largo de las serranías entre Catamayo, Nambacola y Colaiza.

El volcanismo mio-pliocénico del Norte del país

En el Norte del país, a partir del Azuay hasta la frontera septentrional, muy extensos mantos volcánicos del Mio-Plioceno ocupan las elevaciones y los bordes de ambas cordilleras en inmediata vecindad de la depresión interandina (véase el mapa geológico, Lit. N° 57). Erupciones que se abrieron paso por largas grietas tectónicas, han originado los diques, mantos y corrientes lávicas, a veces en múltiple superposición repetida, e intercaladas por tobas, brechas y aglomerados volcánicos. Predomina entre los productos volcánicos el tipo andesítico sobre el dacítico.

En las depresiones interandinas, grandes áreas de estas masas volcánicas se esconden debajo del material eruptivo producido por el volcanismo pleistocénico y reciente. Sin embargo, las rocas volcánicas pliocénicas forman con regularidad los potentes zócalos, todavía visibles de los volcanes pleistocénicos, que se alinean en los elevados bordes de las hoyas. Por eso debe ser aceptada la conclusión de que el volcanismo pleistocénico y reciente, al efectuarse los movimientos epirogénicos de levantamiento y hundimiento, ha reabierto los conductos que antes, durante el Mioceno, sirvieron al ascenso del magma, pero restringiéndose a canales singulares, en tanto que en el Plioceno las erupciones se produjeron, en su mayoría, por largas secciones de las grietas tectónicas.

Aunque las áreas volcánicas del Pleistoceno y las actuales parecen igualar o superar en extensión a las masas eruptivas del Mio-Plioceno, hay que tomar en cuenta que estas últimas se componen casi exclusivamente de rocas lávicas compactas o de tobas bien endurecidas. La mayor parte de los sueltos productos piroclásticos del Mio-Plioceno, en relativamente corto tiempo después de su deposición han sido eliminados y removidos por erosión y denudación. Sólo en los casos de que se encontraban protegidos contra la erosión por superpuestas corrientes o mantos lávicos compactos, se han conservado y transformado por diagénesis en macizas tobas, aglomerados o brechas endurecidas que, actualmente, en muchos lugares, sirven de piedra de construcción. Por ejemplo, conocida es la “piedra de Pishilata” en Latacunga, con la cual casi todos los edificios, hasta el Palacio de la Municipalidad, están construidos. De la toba, dura y resistente de la región de Cuenca, se extraen los adoquines para pavimentar las calles de la ciudad.

En cambio, las extensas cubiertas volcánicas del Pleisto y Holoceno consisten en su mayoría de materiales sueltos, hasta ahora poco consolidados, finos y gruesos, y de tobas, las que a lo sumo han adquirido la consistencia del “Loess” al cual asemejan mucho. Sólo en las áreas restringidas a los alrededores de los volcanes, se extienden en la superficie corrientes y acumulaciones de compacta lava, prescindiendo de los afloramientos en los cortes y barrancos del terreno.

Las famosas obsidianas y perlitas de Filocorales en la Cordillera Real, al Este de Quito, pertenecen a un dique pliocénico prolongado en dirección NNE-SSO que corona las cadenas de la cordillera conforme a su rumbo estructural.

La hoya de Latacunga-Ambato, en los profundos cortes laterales, exhibe dislocaciones fuertes de las capas de su relleno. Los estratos lacustres de ambos lados buzan hacia el interior de la cuenca depositaria hundida entre las Cordilleras Occidental y Real. A causa de los verticales movimientos epirogénicos se ha formado en el lado oriental una flexura longitudinal, a lo largo de la cual la hoya ha sido inmergida. Consiguientemente, los estratos afectados por la flexura pusiéronse en posiciones empinadas, hasta verticales, aspecto que ha dado lugar a la ilusión de una especie de plegamiento miocénico. Por eso H. J. Tschopp (Lit. N° 140, 1948) atribuye el origen de la hoya al Terciario (Mio-Pliocénico). La investigación ha comprobado que por lo menos la serie superior bien estratificada y dislocada contiene capas de tierra de diatomeas (trípoli), que fueron depositadas en agua dulce, sea de una laguna de fondo bajo, sea en la cercanía de la orilla de un gran lago profundo, bajo las condiciones de un clima frío o moderado. La edad de los depósitos y de los caparazones de las diatomeas, respectivamente, está considerada con mayor probabilidad como pleistocénica, según el resultado de la investigación de las diatomeas, antes que miocénica (piso superior), (Lit. N° 56, G. E. Lewis, 1956).

En el hondo del cañón del río Patate y de su afluente, el río Culapachán, al Oeste de Píllaro está descubierta una sección rocosa de 400 metros de espesor, que comprende depósitos fluviales, fluvio- y glaciolacustres; además de detritus talúdicos, de abajo hacia arriba, se habían acumulado conglomerados y masas piroclásticas de rocas preferentemente andesíticas, arenas, tobas (Cangagua lacustre) y lutitas de diferente coloración, en sus pisos superiores con intercalaciones de capas de trípoli (tierra de diatomeas). Además, se interponen localmente lavas andesíticas en forma de mantos y corrientes de considerable espesor.

Aparte de la región al Sur de Ambato, el volcanismo cuaternario se ha desarrollado sólo en el lado occidental de la hoya, y sobre ella, en escala reducida. Por esta circunstancia no se han depositado en esta zona acumulaciones de material volcánico del Cuaternario, en tan enormes espesores como ha ocurrido en las demás depresiones intra-andinas. Consiguientemente, en las quebradas profundas del lado oriental parecen prevalecer las Formaciones pliocénicas, recubiertas allá sólo de acumulaciones pleistocénicas y recientes de menor importancia.

En el lado occidental se ofrecen al estudio los altos barrancos de la **laguna de Yambo,** encañonada en la abra de la falla longitudinal. Se presentan, a partir de la base, conglomerados de depósitos fluviolacustres interdigitándose con arenas fluviales, arcillas y tobas volcánicas (cangagua lacustre). Más arriba afloran, en estratificación menos complicada, capas delgadas de material fino arcilloso con intercalación de estratos de tierra de diatomeas (trípoli) de variable espesor, todo el conjunto cubierto de tobas y cenizas volcánicas (cangagua eolítica) con interposiciones de capas de piedra pómez.

La tectónica es muy interesante y fue detalladamente descrita por el padre Alberto D. Semanate P. (Lit. N° 108, 1944). El hundimiento relativo de la hoya se había producido a lo largo de una falla longitudinal del lado oriental, de modo que el paquete hundido hizo un movimiento giratorio, inclinándose hacia el Este; abriéndose al borde occidental, por ruptura de las capas, el abra cuneiforme que alberga en su fondo la laguna referida de tipo tectónico.

Aparentemente, las acumulaciones inferiores de la cuenca se componen de grueso material volcánico del Plioceno, acarreado por aguas torrenciales y fluviales de las laderas de ambas cordilleras que limitan, por el Este y el Oeste, la hoya. En cambio, los estratos de las masas menos gruesas y finas, inclusive las acumulaciones de morrenas, representan el relleno, de aquella laguna extensísima que durante largo tiempo del Pleistoceno se mantuvo estancada en la hoya en casi su entera amplitud, antes de que se hubiera hendido el abra de la laguna de Yambo.

c) El Terciario del Oriente

(posterior a la Formación Tena)

En el capítulo sobre el Cretáceo se expuso que la Formación superior del Cretáceo, la así llamada Formación de Tena, constituye en el Oriente la transición al Paleoceno, es decir al Terciario y en especial a una facies de ambiente de aguas salobreñas y dulces, alternantes con invasiones cortas de agua marina. Al terminar el Cretáceo empezó a acentuarse en los geosinclinales andídicos el cambio del periodo de sedimentación a la fase de verdadera orogenia. A continuación se realizó en el geosinclinal de la futura Cordillera Occidental el plegamiento fuerte, con la consecuencia de aumentar la metamorfización de las pizarras de la Cordillera Real ya existente por las presiones orogénicas que sufrieron estas pizarras, sirviendo de contrachoque el plegamiento de la Cordillera Occidental. Junto con la Cordillera Real se inició en el geosinclinal oriental, a saber en la artesa sedimentaria mesozoica del Oriente, un movimiento de levantamiento sucesivo, que causó el retroceso gradual del mar hacia el Este, interrumpido periódicamente por cortas regresiones. Sólo en el Mioceno las series sedimentarias del Terciario y Cretáceo fueron afectadas en el Oriente por presiones orogénicas y sometidas a ondulación amplia que, en la cercanía de la Cordillera Real, adquirió formas de considerables dislocaciones, como repercusión de una de las últimas fases orogénicas de la era neoandídica.

En cambio, en el Litoral, se efectuó al mismo tiempo la profundización de la región a espaldas de la zona orogénica neoandídica, y por eso una pronunciada sedimentación. De este modo se originaron los grandes contrastes entre las facies de los sedimentos terciarios del Oriente y del Occidente, a saber del Litoral: en el Oriente predominan las facies sublitoral continental, de aguas salobreñas y dulces del mar retrocediente; en el Litoral (Occidente) las facies marinas neríticas, arrecíficas y al fin sublitorales del mar abierto y transgrediente, culminando en el estado final de rellenar las depresiones para-geosinclinales (Geosinclinal "Bolívar") de las zonas costeras (shelf) y sus extensas ensenadas.

Las Formaciones terciarias del tiempo post-Tena del Oriente se distinguen por las facies relacionadas exclusivamente con la sedimentación del agua salobreña y dulce, la que se efectuó con el concurso de aguas continentales a través del amplio dominio litoral y sublitoral del mar somero en vía de retrocesión (regresión).

Sedimentos de estos tipos varían enormemente en su aspecto litológico, a corta distancia vertical y horizontal; se presentan como conglomerados gruesos, areniscas, hasta lutitas de grano finísimo, provenientes de depósitos en las deltas, terrazas fluviales o lagunas y pantanos litorales, de dunas y playas o bajíos en las ensenadas, según las condiciones paleogeográficas de las zonas investigadas.

Además, los elementos de diagnóstico de fauna fósil son muy escasos, hechos que ha dificultado muchísimo a los geólogos de la Shell Co. encontrar horizontes o pisos de guía, aptos para servir a la correlación cronológica de las múltiples Formaciones que pudieron ser establecidas en relación a las características de los singulares parajes del Oriente, según aspectos litológicos restringidos en su validez sólo a determinadas zonas.

Al fin ha sido posible determinar dos faunas fósiles diferentes de foraminíferos Ammobaculites denominadas por H.J Tschopp (Lit. N° 139, 2329) faunas A y B de Ammobaculites. La fauna A fue encontrada en la quebrada Utayacu, en la cercanía de Santa Rosa, sobre el río Napo (flanco oriental del alzamiento Napo-Galeras); en determinados sitios de los ríos Coca y Aguarico y, en el Este de la región, en la sección de la perforación Tiputini, a la profundidad de 800 metros. Con eso se ha podido correlacionar un horizonte determinado de la Formación Tiyuyacu, que aflora en los bordes orientales de la cordillera Napo-Galeras, con las capas correspondientes de la perforación Tiputini, a la apreciable distancia de 200 kilómetros.

Aunque el hallazgo de las faunas Ammobaculites había creado una base valiosísima para poner en relación las Formaciones del Eoceno y Oligoceno, a pesar de la gran distancia de los lugares de su existencia occidental y oriental, la interpretación de las mutuas dependencias estratigráficas en su extensión Norte-Sur quedó limitada a tentativas de los geólogos de la Shell Co. basadas en sus investigaciones locales.

H.J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953, pp. 2329-2339, y N° 140, 1956, pp. 261-263) distribuyó las Formaciones terciarias en grupos de facies Norte y Sur e insertó, entre ambos, otro central del Este. El último refleja especialmente los resultados de la perforación Tiputini.

El esquema siguiente representa la agrupación de las Formaciones según su localización en dirección Norte-Sur y Oeste-Este:

Repartición de los grupos de facies

OESTE – ESTE

Facies	Eoceno-Oligoceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno	Perforación Tiputini
Norte	Tiyuyacu	Chalcana	Arajuno	Chambira	
Facies Central Este			Curaray	Curaray	Curaray Chalcana Medio e Inferior Tiyuyacu
Sur	Cuzutca		Pastaza	Ushpa	

(Véase también el mapa geológico del Oriente)

En general la descripción de las diferentes Formaciones sigue a las exposiciones de H.J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953 y N° 140, 1956).

Facies Norte

Formación Tiyuyacu (Eoceno a Oligoceno)

Los afloramientos de la Formación acompañan los bordes Sur, Este y Norte del alzamiento Napo-Galeras (véase el mapa geológico del Oriente ecuatoriano). De acuerdo con su afloramiento típico en la quebrada Tiyuyacu, a 8 kilómetros al ESE del pueblo Napo, la Formación recibió su nombre. Su capa inferior consiste de una capa de conglomerados de uno o varios metros de espesor, compuesta de guijarros y cantos subangulares, hasta redondeados. En el área de los ríos Aguarico y San Miguel, el conglomerado tiende localmente a cambiarse en brechas gruesas. La capa conglomerática o brechosa está recubierta por estratos de blanca lutita tobácea. Por lo demás la Formación se compone de areniscas de grano fino hasta grueso o conglomerático, en ciertos lugares con intercalaciones de lutitas grises, verduscas y rojas.

Al descenso meridional del alzamiento Napo-Galeras, el espesor de la Formación Tiyuyacu mide alrededor de 250m. En el área de los ríos Aguarico y Coca ha ascendido a 500 metros y, más al Norte, según estudios foto-geológicos, a cerca de 700 metros. Este aumento de espesor coincide con la aparición de lutitas rajadizas, comúnmente piritíferas de oscuro color gris azulado, y lutitas arenosas oscuras, verdes a pardusco-claro, en la mitad superior de la Formación (Tiyuyacu Superior). El carácter litológico de la parte inferior ha quedado identificado con el del lugar típico (Tiyuyacu Inferior). En las perforaciones Vuano, Oglán y Villano ocurren lutitas bentoníticas, aproximadamente, en la parte media de la sección Tiyuyacu y separan el piso arenoso y conglomerático inferior de la parte mucho más arcillosa y laminada superior. En la perforación Tiputini, en el extremo Este de la Región, la Formación Tiyuyacu ha disminuido mucho su aspecto arenoso y conglomerático.

La edad de la Formación fue determinada, a base de la investigación de los foraminíferos, como Eoceno (conglomerado basal) a Oligoceno.

Hacia el Este, a partir del alzamiento Napo, el espesor de la parte inferior de la Formación disminuye de 250m a 145 metros, en la perforación Villano, y a 81 metros en la perforación Tiputini. El decrecimiento del tamaño de guijarros y granos y del volumen de las capas de Oeste hacia Este demuestra que las masas clásticas, que componen la Formación Tiyuyacu, en las diferentes localidades, están derivadas de una Cordillera Real ya existente en el Eoterciario.

Formación Chalcana (Oligoceno)

Hacia arriba la Formación Tiyuyacu pasa gradualmente a una serie potente de monótonas lutitas rojas, denominada Formación Chalcana, según su afloramiento en el riachuelo Chalcana, afluente del río Tiyuyacu cerca del pueblo de Napo. Se encuentran intercaladas areniscas de grano fino en variable cantidad y esporádicas capas bentónicas, cruzadas por vetitas de yeso. Los hallazgos de foraminíferos, especialmente de Ammobaculites A y B, en la sección de la perforación Tiputini y en los afloramientos de las regiones occidentales, han permitido atribuir la Formación al Oligoceno.

La secuencia sedimentaria Tiyuyacu-Chalcana, litológica y cronológicamente puede correlacionarse con los conglomerados y redbeds del alto río Magdalena en Colombia, llamados allá Formación Gualanday.

Formación Arajuno (Mioceno)

La Formación ha recibido su denominación por su relación con el afloramiento típico en el río Arajuno, afluente meridional del río Napo, a 15 kilómetros al Sureste de Puerto Napo. Prevalecen en su composición areniscas y arcillas que cubren los Chalcana-redbeds a lo largo del alzamiento Napo-Galeras y sus estribaciones septentrionales. La parte inferior (lower Arajuno) está constituida de arenisca con hileras y acumulaciones lenticulares de guijarros, conglomerados esporádicos e intercalaciones discontinuas de arcilla bentonítica, además de la existencia de un notable contenido de cristalitos fragmentarios de hornblenda entre las partículas de minerales pesados que se encuentran en mínimas cantidades en las arcillas.

Las arcillas rojas de la parte media (Middle Arajuno) predominan en la perforación Villano y en la región de Canelos, hacia abajo, hasta la base de la Formación, donde se unen con las arcillas rojas de las Formaciones Chalcana y Pastaza.

En la zona de Vuano, las arcillas rojas del “Arajuno Medio” se pierden hacia el Norte por acuñamiento de las capas.

El piso superpuesto del “Arajuno Superior”, al igual que la parte superior de la Formación Pastaza, contiene lignitos y arcillas ligníticas, además de capas de lignito carbonoso autóctono. El paleoclima había fomentado el desarrollo abundante de la vegetación, y en los ríos y pantanos de agua dulce vivían tortugas, peces y moluscos, como indican sus restos fósiles.

Sólo a base de los aspectos y relaciones estratigráficas la Formación Arajuno fue atribuida al Mioceno y correlacionada cronológicamente con la Formación Curaray y la parte superior de la Formación Pastaza.

Formación Chambira (Mio-Plioceno)

Alrededor de 13 kilómetros al Este de Canelos, en la cercanía de Chambira sobre el río Bobonaza la secuencia de sedimentos rojos y rojo parduscos de arenas y arcillas soporta potentes series clásticas de granulación muy gruesa, carentes de colores rojizos, conjunto estratigráfico que fue llamado Formación Chambira. Sus 400 metros inferiores consisten en primer lugar de areniscas de grano muy grueso hasta conglomerático, con numerosos horizontes de guijas arcillosas e intercalaciones tenues de arcilla laminada, de color verdusco azulado, en parte micácea y arenosa, con abundancia de restos vegetales. Se superponen, río abajo, 400 metros de areniscas tobáceas, con cristalitos de magnetita finamente dispersos y conglomerados intercalados por arcillas bentónicas quebradizas, con impresiones de hojas; en la parte superior se presentan conglomerados de guijarros gruesos y capas de grava que engruesan hacia el Sur a más de 400 metros de espesor.

Bloques y fragmentos de madera silicificada o lignítica, se hallan como accesorios esporádicos de la Formación Chambira, que hacia el Sur continúa a lo largo del flanco oriental de las elevaciones subandinas y forma una pronunciada escarpa (zona empinada del mapa geológico del Oriente), que gradualmente desaparece en las elevaciones del área del río Cangaime, en el Sur. A partir del río Bobonaza, hacia el Este del Cangaime, el espesor de la Formación toma incremento variando alrededor de 1000 hasta 1500 metros. Al Norte del río Bobonaza las areniscas de la Formación Chambira vuelven a tener granulación fina y el espesor de los conglomerados disminuye en favor del incremento de las arcillas, de modo que en la zona de Villano y más hacia el Norte, la distinción entre las Formaciones Chambira y Arajuno se hace muy difícil.

La Formación Chambira y la equivalente Formación Ushpa de la facies Sur, adopta la figura de extensos abanicos de confusos depósitos tobáceos y piroclásticos que reflejan actividades intensificadas de movimientos tectónicos, volcanismo y erosión en la vecina cordillera. Ambas Formaciones tienen edad menor que la Formaciones Arajuno y Pastaza y, según observaciones foto-aéreas, también menor que la Formación Curaray, y por eso se las considera como pertenecientes al Mioceno Superior y Plioceno.

Facies central Este

Formación Tiyuyacu (Eoceno? a Oligoceno)

Como se ha mencionado anteriormente, las relaciones estratigráficas de la Formación Tiyuyacu de Napo-Galeras, a través del Oriente, fueron establecidas con estratos correspondientes descubiertos en la perforación Tiputini, mediante la fauna A de los foraminíferos Ammobaculites.

Puesto que el sistema entero del Terciario disminuye de espesor y cambia de facies gradualmente a medida que, hacia el Este, aumenta la distancia del a región andina, así también las Formaciones Tiyuyacu y Chalcana muestran juntas, una con otra, en la perforación Tiputini, un espesor total de sólo 475 metros. Han desaparecido por completo los conglomerados y prevalecen las areniscas y ampliamente las arcillas.

Formación Curaray (Mioceno-Plioceno)

El manso río Curaray se abre un curso múltiplemente serpenteado por su extensa cuenca plana, mientras que los ríos al Norte y al Sur se destacan por corrientes rápidas. Asimismo, se distingue también la vasta planicie de esta cuenca, entre los ríos Napo y Conambo, por sus especiales aspectos litológicos.

A lo largo del río mismo, fueron encontrados, originalmente, los estratos típicos de la Formación Curaray, que en general consiste de arcillas bien estratificadas, de colores gris claro hasta verde, azulado y rojizo, en algunos lugares con arcillas yesíferas, alternantes con areniscas de granulación que varía de fina a mediana. En la parte superior se intercalan estratos tobáceos, fajas ligníticas y capas negras de arcilla carbonosa. Una fauna fósil característica comprende restos de crustáceos, peces, dientes y huesos de cocodrilos y otros vertebrados, además de moluscos y foraminíferos arenosos. En la perforación Tiputini, la Formación ha sido penetrada hasta la profundidad de 783 metros; diferentes horizontes de moluscos han sido anotados y los mismos ostrácodos, óvulos de Charaphytes y foraminíferos fueron encontrados, como en los afloramientos a lo largo de los ríos Curaray, Tiputini y Conambo.

En la región de Tiputini se ha encontrado en la superficie y en la perforación misma la fauna B de Ammobaculites, la que, al contrario, no apareció en la parte occidental del Oriente, ni en afloramientos superficiales, ni en las muestras sacadas de las perforaciones, con excepción del único género Sigmoilina sp.

La fauna fósil de la Formación Curaray indica una facies de ambiente de agua dulce con influjo temporal de agua salada y comprueba la edad no mayor que miocénica. Existen relaciones cronológicas con las Formaciones miocénicas de Colombia.

Facies Sur

Formación Cuzutca (Eoceno? a Oligoceno)

La Formación se extiende sólo al Sur del río Pastaza, a lo largo del flanco oriental de la Cordillera de Cutucú, en las elevaciones estructurales de Macuma y Cangaime. Su afloramiento típico se presenta en el corte del riachuelo Cuzutca, en el sitio donde la quebrada penetra el lado occidental de la elevación de Macuma.

Como su equivalente Tiyuyacu, en la facies Norte, exhibe en su base un conglomerado cubierto por una capa de arcillas blanca, que está tomada por bentónica. Se superponen areniscas, localmente conglomeráticas y en general glauconíticas y piritíferas de color gris verdusco, con lutitas arenosas y micáceas, verdes azuladas variando a rojas jaspeadas, en el tercio inferior, y con lutitas similares, pero sin los colores rojos en el tercio superior. En la parte media predominan areniscas cuarzosas macizas o de bancadas gruesas. Capas calcáreas se interponen por toda la Formación. Como fósiles se presentan sólo restos de peces, pocos foraminíferos arenosos y ostrácodos, principalmente del género Candona.

La Formación Cuzutca fue correlacionada con la Formación Tiyuyacu de la facies Norte, sólo tentativamente, a base de los aspectos litológicos y de su posición estratigráfica.

Formación Pastaza (Oligoceno a Mioceno?)

A la Formación Cuzutca se sobrepone en dirección oriental la Formación Pastaza con sus areniscas rojizas, hasta verduscas, de granulación gruesa que llega a conglomerática, las que pasan hacia arriba a una secuencia de considerable espesor de lutitas rojizas, comúnmente ligníticas a veces con capas reducidas de carbón lignítico en su piso superior.

El aspecto del piso inferior de la Formación parece corresponder al piso superior de la Formación Tiyuyacu, pero las lutitas quebradizas de color verdusco no se han observado en la Formación Pastaza. Restos indeterminables de plantas y Bathysiphon son los únicos fósiles descubiertos. Tampoco la fauna de foraminíferos Ammobaculites A y B del piso superior de la Formación Tiyuyacu y del piso inferior de la Formación Chalcana aparecieron en ninguna parte de la Formación Pastaza. Por semejanzas estratigráficas tentativamente se ha establecido la correlación de las partes inferior y media de la Formación Pastaza con el piso superior de la Formación Tiyuyacu.

La edad oligocénica parece corresponder, con la mayor probabilidad, a la Formación Pastaza, si se admite la posibilidad de que la parte superior pertenezca al Mioceno.

Formación Ushpa (Mioceno Superior a Plioceno)

Al Sur del río Pastaza, una secuencia sedimentaria fluvio-lacustre fue denominada Formación Ushpa reconocida como equivalente litológico y cronológico de la Formación Chambira en el Norte. Ambas Formaciones parecen representar depósitos confusos de grandes abanicos sedimentarios que muestran una considerable mezcla de masas volcánicas finas provenientes de la actividad intensa de volcanismo y erosión a causa de acaecimientos tectónicos en las cordilleras vecinas.

Los conglomerados Gualanday y los redbeds del alto río Magdalena en Colombia fueron correlacionados por H. J. Tschopp (Lit. N° 140, 1956, p. 263) con la secuencia Tiyuyacu-Chalcana y sus equivalentes Formaciones Cuzutca y Pastaza, inferior y medio, en lo que concierne a su edad y litología. La última secuencia puede corresponder al Miembro Inferior del Grupo Contamana del Perú oriental.

Las lutitas verde oscuras de la Formación Tiyuyacu marcan la invasión de agua salada y representan probablemente un equivalente cronológico de la Formación Pozo del Oriente peruano.

La Formación Honda, en la depresión del río Magdalena de Colombia, es comparable con las Formaciones Arajuno y Pastaza Superior, a las que corresponde asimismo la Formación peruana Chambira del Grupo Contanama (Lit. N° 49, B. Kummel, 1948 pp. 1254-1260).

El Mioceno del Oriente colombiano muestra muchas afinidades con la Formación Curaray del Oriente ecuatoriano.

Una gran parte del Oriente la ocupan abanicos de sedimentación fluvio-lacustre. Se manifiestan como gigantescos conos planos de deyección depositados durante el Cuaternario en las regiones piedemonteses (al pie de la Cordillera Real) sobre las Formaciones terciarias.

El abanico más amplio fue desplegado por el río Pastaza y se compone de un sistema de mesas situadas a diferentes niveles altitudinales y correspondientes a terrazas fluviales de diversa edad, poniendo en evidencia los efectos de los acaecimientos tectónicos y climáticos de la Sierra. El capítulo del Cuaternario tratará con mayores detalles sobre estos fenómenos.

IV. El Cuaternario

Al terminar el Terciario están extinguiéndose las presiones orogénicas de la era neoandídica. Sus últimos efectos pronunciados se han manifestado por los plegamientos de las Formaciones miocénicas; por ejemplo, en las hoyas interandinas de Cañar y Cuenca, donde las capas terciarias están dispuestas en pliegues regulares, a veces muy dislocados. En el Litoral los estratos miocénicos sólo fueron apenas perturbados de su original posición casi horizontal.

En cambio, en el Oriente las evidencias de los afloramientos superficiales y en primer lugar los resultados de las investigaciones sismológicas y de las perforaciones han comprobado una influencia bastante considerable, causada por las fases orogénicas del Mio-Plioceno, correspondientes a la “Cascadian Orogeny” de Norteamérica. Así la investigación geofísica del subsuelo, por debajo de las mesas cuaternarias y Formaciones neoterciarias del Oriente había revelado (Lit. N° 139, 1953, pp. 2340-2344) en la zona subandina, al Este de los alzamientos Cutucú y Napo-Galeras, la existencia de una faja de amplios anticlinales bajos y alineados en dirección aproximadamente paralela al escarpamiento de la Cordillera Real (véase el mapa geológico del Oriente). Sus flancos orientales están asimétricamente erguidos y puestos ligeramente en posiciones cabalgantes, hacia el Este, indicando la dirección del empuje orogénico proveniente del Oeste.

En contraposición a estos fenómenos orogénicos relativamente débiles, las Formaciones miocénicas de las regiones orientales de Colombia y del Perú han sido implicadas en una fuerte compresión, que ha dado, como resultado el plegamiento de las cordilleras orientales respectivas.

Aunque al principio del Cuaternario han cesado las compresiones orogénicas, el aspecto morfológico del país todavía quedó lejos de parecerse al actual, porque en el Cuaternario antiguo (Pleistoceno) se efectuaron en gran escala los levantamientos de ambas cordilleras principales, en unión con el volcanismo cuaternario reavivado y con los efectos de las glaciaciones y demás acciones geológicas destructivas. De consiguiente, no sólo las altitudes de las montañas crecieron enormemente, sino el modelado de todas las regiones del país iba a modificarse y complicarse hasta llegar al grado de diferenciación variadísima que corresponde a la actualidad.

En el Litoral, por un movimiento tectónico de basculación emergieron del mar, a causa de efectos orogénicos terciarios y la subsiguiente elevación epirogénica, de un lado las cordilleras y cerros costeros del Litoral, ya antes mencionados, con los terrenos adyacentes que forman la parte occidental de la plataforma Daule y la región central de la Península de Santa Elena; mientras, del otro lado, al pie de la Cordillera Occidental se sumergió una larga y ancha entrada del mar que cubrió la zona ocupada hoy día por las cuencas hidrográficas de los ríos Daule, Quevedo y Babahoyo y sus prolongaciones septentrionales hasta los ríos Quinindé, Blanco y Guayllabamba, y meridionales hasta la provincia de El Oro inclusive. Es esta la ancha faja de sedimentos cuaternarios que acompaña al escarpamiento de la Cordillera Occidental y representa actualmente la extensa planicie fértil del Occidente.

Además, se depositaron formaciones cuaternarias, en grandes extensiones, sobre la repisa exterior de la plataforma de Daule y en las depresiones de ambos lados del Golfo de Guayaquil hasta la Península de Santa Elena, en el Oeste, y sobre las planicies costeras de las provincias Guayas y El Oro en el Sur, inclusive las de la isla de Puná.

Otra zona extensa de Formaciones cuaternarias está comprendida en la depresión interandina, entre las elevaciones de las Cordilleras Occidental y Real, a partir de la frontera Norte hasta la comarca de Guamote. La tendencia a dilatarse en sentido horizontal, como repercusión del alzamiento de los Andes y del levantamiento desigual epirogénico, ha causado la fragmentación de las cordilleras a lo largo de fallas longitudinales y transversales, las últimas en menor grado. De este modo las partes centrales alargadas de ambas cordilleras se elevaron más que las partes laterales exteriores y aun más que las situadas entre ambas. Entre ellas quedó una hondonada alargada y ancha, con sus interrupciones características, que se llaman nudos y separan las diferentes hoyas interandinas. En éstas y en las pendientes de las alturas montañosas circundantes, desarrolláronse las Formaciones cuaternarias más complejas, bajo la influencia mutua del volcanismo, glaciarismo y de los movimientos epirogénicos. Se trata según el mapa geológico, de acumulaciones de productos volcánicos y de la deposición de sedimentos acuáticos o eólicos de materiales volcánicos sueltos.

Al fin habrá que mencionar los sedimentos del Cuaternario en el Oriente. Entre las capas fluviales y lacustres, el extensísimo cono casi plano de deyección del río Pastaza llama especialmente la atención.

a) La Sierra

La región andina septentrional

En la región andina del Norte del país fue posible hacer una clasificación de los sedimentos cuaternarios. A pesar de su apariencia caótica (Lit. Nos. 94 y 98, W. Sauer, 1941 y 1949), estableciéronse, según su edad geológica, diferentes pisos y horizontes en estas acumulaciones, a cuya Formación han contribuido tres agentes geológicos de singular importancia en el Cuaternario, siendo estos: 1° Los movimientos verticales epirogénicos, 2° La actividad volcánica y 3° Las glaciaciones pleistocénicas.

Sus acciones se produjeron, por lo general, simultáneamente, de manera que sus productos se intercalan y se recubren mutuamente con gran irregularidad, no sólo en el espesor de las capas y su modo de acumulación sino también en los materiales que las forman.

Consiguientemente se ofrece al observador un caos de los más diversos materiales volcánicos y de sedimentos fluviales, la custres y glaciarios, cuyo desembrollo aparece, a primera vista, casi imposible.

De los tres agentes geológicos que han colaborado en la constitución de las Formaciones cuaternarias en la parte septentrional de la Sierra, impresiona, en primer lugar, al espectador el volcanismo, porque ocupa extensísimas regiones, enterrando amplias áreas bajo sus productos. Sin embargo, el volcanismo es un fenómeno secundario en dependencia de las verticales dislocaciones rupturales, que se han originado durante el Cuaternario, como consecuencia de los alzamientos epirogénicos desiguales. Allí donde faltan estos movimientos rupturales, como por ejemplo en el Sur del país, ha quedado muy reducido, casi nulo, el desarrollo de la actividad volcánica cuaternaria.

Los movimientos verticales epirogénicos

Levantamientos y hundimientos

Tanto la configuración morfológica del volcanismo cuaternario como el desarrollo de las glaciaciones de la misma época están influenciados en mayor escala por los levantamientos y hundimientos rupturales de las cordilleras.

La comprobación inmediata del alzamiento continental está dada por el origen de las terrazas marinas de los así llamados tablazos, que emergieron del mar durante el Pleistoceno en diferentes lugares de la costa, realizando así con toda evidencia los movimientos de levantamiento. Por otra parte, las capas marinas del Mioceno, en muchos lugares del Litoral, a gran distancia de la costa, se encuentran en posición originalmente horizontal o sólo poco inclinada, pero a 200 ó 300 metros sobre el nivel del mar, y confirman de este modo un levantamiento vertical efectuado después de su sedimentación en el fondo marino a fines del Terciario.

Sin embargo, hay que tomar en cuenta que no todas las partes del país bajo han experimentado movimientos de alzamiento. En las costas acantiladas se manifiestan los efectos de hundimiento, después de que habían emergido del mar Formaciones terciarias marinas. En los alrededores de Bahía de Caráquez y en la costa de la provincia de Esmeraldas hanse efectuado hundimientos y levantamientos alternantes.

Un fenómeno tectónico especial diferencia radicalmente la parte septentrional del país de su parte meridional en lo que concierne al volcanismo. En el Norte se levantaron durante el Cuaternario los núcleos centrales de las cordilleras, alargados en dirección longitudinal, por un mayor grado de movimiento vertical que sus faldas y estribaciones, causando rupturas longitudinales a lo largo de las cuales se ha efectuado el levantamiento. Así, los bloques que han experimentado un alzamiento menor dan la apariencia errónea de haber sufrido hundimiento, pero sólo en comparación con los bloques elevados a mayor altitud. Se trata pues de hundimientos relativos por los que se distinguen por ejemplo las depresiones interandinas hundidas entre las Cordilleras Occidental y Real, representando, como queda dicho, hundimientos aparentes sólo por haber quedado retrasados en los movimientos de levantamiento general.

El grado de alzamiento puede, por eso, ser muy diferente en las diversas partes del país en comparación al estado observado al fin del Terciario y alcanza, según las circunstancias, a centenares o a más de mil metros. Porque al principio de la época cuaternaria los más altos cerros de las cordilleras, probablemente, se alzaron, sólo en casos raros por encima de los 2000 metros de altitud, mientras en la actualidad los lomos de las cordilleras, a saber, los zócalos de los volcanes, que han servido como fundamento para estos gigantes, llegan generalmente a altitudes de 4000 a 4500 metros.

Alejandro de Humboldt (Lit. Nos. 40 y 41, 1835 y N° 106, 1960, pp. 281-282) se ocupó durante su estadía en el Ecuador (1801-1802) con gran entusiasmo de estudios volcanológicos. La agrupación característica de los volcanes en hileras, como pudo observar por primera vez a lo largo de las montañas que limitan hacia el Oeste y el Este de la depresión interandina, le hizo concebir la idea de que la disposición geográfica de los volcanes no dependía de la configuración superficial de la tierra, sino de condiciones que rigen a mayores profundidades de la corteza terrestre, anticipando así el concepto moderno del origen de los volcanes, según el cual las rupturas de la corteza terrestre por fallas largas crean en primer lugar las previas disposiciones geológicas, que permiten al magma ascendente agrupar los volcanes en alineación.

Los sistemas de fallas, a lo largo y a través de las cordilleras, limitan las hoyas interandinas y representan los lugares débiles de la corteza terrestre, los que han servido para formarse en ellos canales de conducción del magma hacia la superficie, para reavivar la actividad volcánica durante el Cuaternario. De la misma manera se abrieron rupturas centrales en las hoyas, siguiendo el eje mediano de las depresiones y dando origen a volcanes colocados en las zonas centrales de ellas, como es el caso del Volcán Imbabura en la provincia del mismo nombre, de los volcanes Ilaló y Pasochoa de la provincia de Pichincha, y de otros más.

La actividad volcánica

Tipos petrológicos “atlántico” y “pacífico” de rocas volcánicas

Volcanismos subsecuente y final

Desde el punto de vista petrológico, el material pétreo del volcanismo andino del Cenozoico forma parte del gran grupo de las así llamadas rocas eruptivas andinas, que a su vez pertenecen a la familia petrográfica del tipo “pacífico” y difieren por su composición químico-mineralógica, de carácter alcalino-cálcico (litogénico-siálico), de la familia petrográfica “atlántica” de carácter alcalínico (hipogénico-símico). Como ejemplo de la última se destaca el volcán Sumaco. Se eleva en la región subandina oriental encima de las Formaciones cretácicas del alzamiento Napo-Galeras, que debe su origen, en primer lugar, al levantamiento epirogénico del antiguo basamento en estado cratónico, que ha servido de fundamento para la sedimentación mesozoica. Este proceso orogénico que resultó, sin previa intervención de plegamiento por compresión y por eso sin desarrollo de magma siálico (palingenético o litogénico), caracteriza las zonas del volcanismo que se ha desarrollado como magmatismo final en zonas ya consolidadas del geosinclinal o en su vecindad inmediata. Mientras las andesitas del gran grupo “pacífico” tuvieron su origen por fusión de material siálico de la corteza terrestre (palingénesis) durante el proceso de plegamiento orogénico; fueron expulsadas como productos del volcanismo subsecuente de la orogenia neoandídica, representando así lavas palingénicas (litogénicas, siálicas) del tipo “pacífico”, como es el caso de las regiones andinas mismas, lavas que se distinguen por su amplia diferenciación químico-mineralógica, de modo que comprenden, aparte de las andesitas predominantes, las variedades más ácidas y más básicas, a partir de las dacitas o riolitas, hasta las andesitas basálticas y los muy raros basaltos.

Las lavas del Sumaco (véase Lit. N° 15, 1928, The lavas of the volcano Sumaco, Eastern Ecuador, traducido al castellano por Jonás Guerrero, 1937, pp. 89-95) son tefritas nefelínicas, con o sin fenocristales de haüyna, en transición a basanitas nefelínicas esencialmente propias de la familia “atlántica”, la que caracteriza el magmatismo (volcanismo) final de zonas orogénicas ya pasadas al estado cratónico.

Al lado oriental de la elevación Napo-Galeras – no accesible a la influencia del empuje orogénico que proviene unilateralmente del Oeste – se adosa una faja de terrenos protegidos contra la compresión miocénica dirigida de Oeste a Este (véase el mapa geológico del Oriente) y por eso libre de anticlinales en el subsuelo que, al Sur de esta zona, han causado esperanza de descubrir yacimientos explotables de petróleo.

La palingénesis por infraposición tectónica

En la parte septentrional del país los productos del volcanismo pleistocénico-reciente manifiestan petrológicamente el típico carácter siálico (palingénico) y por eso habrían de ser atribuidos al volcanismo (magmatismo) subsecuente. Sin embargo, genéticamente no pueden ser puestos en relación con ninguna fase orogénica a la que su aparición hubiera seguido en subsecuencia inmediata.

En cambio, en el Sur del país se había efectuado la orogenia miocénica, provocando allá el subsecuente volcanismo pliocénico con sus extensos mantos lávicos de carácter palingénico (litogénico), que fueron derramados sobre los pliegues truncados de la Formación miocénica de Arenisca de río de Azogues.

Para resolver el problema del origen del volcanismo pleistocénico-reciente del Norte del país, habrá que recurrir a la teoría de la palingénesis por infraposición tectónica que H. Stille (Lit. N° 126, 1958, pp. 284-306) ha sentado, con el fin de explicar el modo de formación del grandioso volcanismo circumpacífico de la época en cuestión. El autor parte del conocido hecho de que los bordes del gran Océano Pacífico están dotados de elementos geológicos marginales muy significativos (véase perfil N° 4), tales como son:

1) zonas profundas o fosas del mar antepuestas a los zócalos continentales y tierra adentro,

2) una zona de defecto de gravedad,

3) la zona de volcanismo andesítico (circle of fire),

4) la región de los sismos medianos (profundidad hipocéntrica de 70 a 300 kilómetros),

5) la región de los sismos profundos (profundidad hipocéntrica de 300 a 700 kilómetros)

Las ideas de H. Stille (Lit. N° 126, 1958) sobre el origen de las fuerzas orogénicas y sus efectos tectónicos se basan, en este caso, en los fenómenos de la contracción del globo terrestre por enfriamiento, a saber: del arrugamiento de las secciones plegables de la corteza terrestre; invocan además la periodicidad, contemporaneidad y universalidad de los sucesos orogénicos. Apoyándose en los resultados de sus vastísimas investigaciones y observaciones, postula que los ciclos orogénicos no sólo se repiten periódicamente, sino que se manifiestan también, en universalidad casi completa y contemporáneamente, por sus acciones en las secciones móviles (plegables) de la corteza terrestre, y especialmente en las zonas situadas inmediatamente en torno a los cratones rígidos. De este modo la reducción por plegamiento, no factible de las áreas rígidas de los cratones, es compensada por plegamiento acrecentado de las zonas menos resistentes (móviles) de la corteza terrestre. Como la medida total de la reducción de la superficie del globo por enfriamiento es fija en cada época singular de orogenia, así el grado de plegamiento y la extensión del área afectada aumenta o disminuye en proporción directa con las mayores o menores dimensiones areales de las secciones no plegables de la corteza terrestre es decir con la extensión mayor o menor del área total de la corteza ocupada por los cratones rígidos.

El fondo del Océano Pacífico representa el más extenso cratón, o área no plegable continua, de la corteza terrestre (ocupa más de una tercera parte de la superficie del globo) y así se comprende que en los bordes de este gigantesco cratón se compriman, a causa de los efectos complejos del a contracción del globo terrestre, y en muchos casos se superpongan las masas de los continentes adyacentes adquiriendo en sus zonas marginales constituciones variadas de su tectónica, en primer lugar, formándose largas cordilleras. En muchos casos los bordes continentales se superponen entera o parcialmente sobre el borde del cratón pacífico, infraponiéndose el último por debajo de la masa siálica continental, a lo largo de un plano inclinado de resbalamiento, que forzosamente se ha originado al resquebrajarse las masas pétreas continentales, en parte movidas oblicuamente hacia abajo, hasta en zonas de temperatura suficientemente alta para fundir este material siálico infrapuesto y transformarlo en magma palingénico (litogénico) del tipo siálico.

Además la acumulación del material pétreo amontonado por superposición e infraposición, respectivamente, en las partes inferiores de la corteza terrestre ha dado lugar al engrosamiento de la misma y por eso al alzamiento isostático de la zona afectada con todas sus consecuencias tectónicas, especialmente la formación de rupturas y grietas que han servido, a este magma siálico (litógeno) de origen palingénico, de canales de conducción a la superficie, donde se ha desarrollado un volcanismo parecido al volcanismo subsecuente; aunque sólo, en cuanto a la composición mineralógica-petrológica de sus productos, pero sin basarse en los efectos de una verdadera orogenia. Por eso no puede ser tomado por subsecuente.

Las profundidades marginales del Océano Pacífico traen su origen de la infraposición del cratón oceánico por debajo del zócalo continental. Se han formado así ahondamientos alargados o fosas, delante del borde continental (véase perfil N° 4).

Tierra dentro, sigue la zona de defecto de gravedad. El engrosamiento de la masa siálica de la corteza por la infraposición cratónica y, en consecuencia de ello, el hundimiento del bajo cratón sísmico ha disminuido el efecto de gravedad medido en la superficie. En el Ecuador parece faltar este elemento característico del margen oceánico. Al contrario, se nota en el Litoral un exceso de gravedad (Lit. N° 138, 1948), por ejemplo, en la región del Umbral de Daule, a causa de especiales condiciones geológicas que sin embargo se transforma hacia la Cordillera Occidental en una zona de defecto, que en la región cordillerana misma se exhibe en su conocida magnitud y caracteriza la zona del volcanismo andesítico (pleistocénico-reciente) a saber el así llamado “circle of fire” (arco de fuego). Este volcanismo ha sido alimentado por magma originado por palingénesis de infraposición, independiente del plegamiento eocénico de los Andes, proceso orogénico ya pasado largos períodos antes de la aparición del volcanismo en cuestión; menos puede ser el resultado de la orogenia miocénica, que afectó a esta latitud, sólo en grado débil, en el distante subsuelo del Oriente. Más bien este volcanismo se presenta como un acaecimiento relativamente muy moderno, porque el movimiento de infraposición cratónica se manifiesta aún en la actualidad por la continua actividad del grandioso cinturón de la más alta sismicidad del mundo, alrededor del Océano Pacífico; sismicidad que se distingue evidentemente de la de los regulares terremotos tectónicos de poca profundidad hipocéntrica, por su distribución en zonas de creciente profundidad, a medida de su mayor distancia del borde continental tierra adentro (véase perfil N° 4), de modo que a la zona del volcanismo sigue la región de los sismos y terremotos de mediana profundidad hipocéntrica (70-300 km) moviéndose hacia el Este, a la zona de los sismos profundos (300-700 km).

Entre esta regularidad sísmica pueden caer irregularmente los terremotos que tienen su origen en condiciones singulares de la tectónica local, a los cuales, en el momento, no nos referimos.

Debido al hecho de que los terremotos tectónicos en cuestión se originan por la fricción entre los dos bloques y sus hipocentros se agrupan a lo largo de un plano inclinado, consiguientemente éste mismo constituye el plano de fricción o de resbalamiento entre los dos bloques, a saber, entre las continentales masas siálicas y el infrapuesto cratón oceánico (véase perfil N° 4). También H. W. Menard menciona (Lit. N° 64a, 1964, pp. 109-112) que H. Benioff (1949) había supuesto la existencia de un plano de superposición relativamente sencillo y de buzamiento empinado, que se extiende desde cerca de la fosa hacia el interior del continente hasta una profundidad de 700 kilómetros, para poder explicar la agrupación especial de los focos de los terremotos de diferente profundidad tierra adentro.

Además de la continua sismicidad, llama la atención el notable fenómeno morfológico submarino. Pues las fosas yuxtacontinentales quedaron siempre abiertas, afirmando así la persistencia del movimiento de infraposición tectónica durante el cuaternario, a pesar de la fuerte sedimentación procedente de la erosión y denudación continental, que tendió a rellenar las fosas, o, en otras palabras: el fondo de las fosas se hunde continuamente a causa del lentísimo pero permanente movimiento de la continua infraposición tectónica, mientras la profundidad del mar en la fosa no disminuye a pesar del acarreo incesante de las masas detríticas continentales, que se depositan en ella.

A. J. Eardley (Lit. N° 24, pp. 755-773, 1954) había ya expuesto antes una teoría muy complicada y poco verosímil (Asymetrical convection) para explicar el plano inclinado en que se agrupan los sismos de diferente profundidad hipocéntrica y el funcionamiento del volcanismo pleistocénico-reciente. Supone que, a causa de una columna radioactiva de gigantesca extensión, debajo de la región andina, se efectúa la expulsión asimétrica del magma, a lo largo del plano inclinado de los hipocentros, originando por fricción del magma así movido las vibraciones sísmicas en diferentes profundidades, según la inclinación del plano, y a la vez forzando la ascensión de la lava por los conductos volcánicos de la zona del volcanismo andesítico (fire arc) de la cordillera.

Esta teoría no puede explicar el hecho fundamental de que los volcanes, en realidad, arrojan lavas ácidas e intermedias (siálicas-litogénicas). Al contrario, la teoría exigiría la producción de lavas básicas (símicas-hipogénicas) a saber basaltos, porque la lava expulsada, según la teoría de A. J. Eardley, remontaría a una zona muy por debajo del Sial y debería ser por eso de constitución básica a ultrabásica, en contraposición del real carácter siálico de las famosas andesitas.

Volcanismo mio-pliocénico

Es muy típica la diferencia que existe entre la actividad volcánica del Terciario y la del reavivado volcanismo pleistocénico-reciente del Cuaternario.

Al fin del Terciario, especialmente en el periodo pliocénico, habían ocurrido derrames de extensos mantos lávicos por las grietas alargadas de las regiones falladas de la Sierra, a consecuencia de los efectos oro- y epirogénicos. Se trata de la manifestación del magmatismo verdaderamente subsecuente, a saber, subsiguiente a la orogenia propia, neoandídica del Eoceno-Oligoceno, durante la cual se introdujeron los batolitos de granodiorita (plutonismo sin-orogénico) entre las Formaciones plegadas de las cordilleras y se produjo la palingénesis por inmersión, esto es la fusión de las partes inferiores de los pliegues inmergidos en las zonas profundas de alta temperatura. El magma resultante, de origen secundario (litogénico), suministró el material del volcanismo subsecuente a la orogenia neoandídica por ascensión a la superficie (véase el capítulo sobre las eras orogénicas, etc.). Naturalmente, origináronse también explosiones violentas a causa del desprendimiento vehemente de los gases del magma en vía de extrusión, aparte del derrame superficial del magma, con el resultado de que se habían acumulado potentes masas de materiales sueltos, finos y gruesos, encima de los mantos lávicos y como intercalaciones entre ellos. Hoy día, las capas de arena y ceniza volcánica de esta época forman tobas volcánicas bien endurecidas, como piedras sólidas que sirven en muchos lugares del país para labrar materiales de construcción y de adoquinado.

Regularmente los mantos mio-pliocénicos de lava y toba han sufrido una reducción fuerte por la erosión, especialmente en el Norte del país, donde habían sido expuestos a más fuertes acciones de erosión y denudación causadas por el levantamiento de las cordilleras en mayor escala. Sin embargo, constituyeron al principio del Cuaternario áreas compactas, de coladas extensas vertidas sobre las montañas. En el Sur se ofrecen, en ciertas regiones, como extensos mantos continuos al observador (véase capítulo del Mio-plioceno del Sur de la Sierra), mientras en el Norte se han conservado como bases para el desarrollo de las Formaciones volcánicas del Cuaternario, que representan el resultado del volcanismo de infraposición tectónica.

Las rocas volcánicas del Mio-Plioceno del Norte del país estarán descritas, junto con la explicación de las rocas volcánicas del Pleistoceno y Holoceno, porque afloran muchas veces en los zócalos de los volcanes cuaternarios, pero, en general, están cubiertas por las lavas y masas piroclásticas del volcanismo cuaternario.

Para el Sur del país, quedan hechas ya las exposiciones concernientes al volcanismo pliocénico en los diferentes incisos del capítulo sobre el Mio-Plioceno de la región andina, que se refieren al volcanismo de la hoya de Azogues-Cuenca y del manto volcánico del Suroeste de la provincia azuaya.

Volcanismo pleistocénico y reciente

En el Cuaternario, a continuación de los rupturales movimientos verticales, se abrieron sólo aislados canales y chimeneas de erupción, a lo largo de las zonas falladas, tanto longitudinales como transversales, pero casi exclusivamente en la parte septentrional del país; en cambio, la región del Sur permaneció inmune al resurgimiento del volcanismo pleistocénico, a excepción de pocos casos raros.

Las rocas volcánicas del Plioceno constituyen en el Norte del país, zócalos visibles de los volcanes cuaternarios, que se alinean en los elevados bordes de las hoyas interandinas. De consiguiente, el volcanismo pleistocénico y reciente, al efectuarse movimientos epirogénicos de levantamiento y hundimiento, ha reabierto en cierto grado los conductos que antes, en el Plioceno, han servido para el ascenso del magma, pero restringiéndose a canales singulares.

Como ya fue explicado, el volcanismo pleistocénico, junto con el actual, se basa, según la teoría de H. Stille (Lit. N° 126, 1958) en los procesos de la palingénesis de infraposición tectónica.

En el transcurso del Cuaternario la actividad volcánica se había trasladado, más y más, de la Cordillera Occidental a la Cordillera Real, donde en la actualidad se encuentran los cuatro volcanes activos del país: Reventador, Cotopaxi, Tungurahua y Sangay. Así, con la migración de la actividad volcánica hacia el Este, se inició un cambio petrológico del magma, tendiente hacia una composición más básica, fenómeno relacionado con el proceso de palingénesis de infraposición tectónica, de modo que las masas pétreas empujadas hacia abajo, por el plano inclinado de resbalamiento en dirección Este, van a confundirse con el magma símico profundo (véase perfil N° 4), como indica la lava limburgítica del Reventador, en transición a la composición mineralógica del símico magma hipogénico.

El volcán Reventador debe ya atribuirse, por sus lavas básicas que se acercan al tipo “atlántico”, al magmatismo final. En cambio, los demás volcanes aún arrojan las características lavas intermedias del grupo andesítico muy diferenciado. Sin embargo, las lavas negras del Tungurahua, a pesar de su aspecto exterior muy parecido al basalto, por la disyunción columnar de las coladas en la cercanía de Baños y de Agoyán, representan todavía, de acuerdo con su composición mineralógica, verdaderas andesitas, aunque algo básicas. Por eso no exhiben las evidencias características del volcanismo final.

Después de que Alexander de Humboldt (Lit. N° 40, 1837-1838 y N° 41, 1853) y otros autores como H. Karsten (Lit. N° 44, 1873) y M. Villavicencio (Lit. N° 142, 1858) se dedicaron a describir y dilucidar los fenómenos volcánicos de los Andes del Ecuador septentrional, los geólogos W. Reiss y A. Stübel exploraron detenidamente la misma región volcánica (Lit. Nos. 82, 1901-1904; 84, 1892-1898 y 85, 1896-1902) durante los años 1870-1874.

El artista ibarreño Rafael Troya, que acompañó a los científicos alemanes, pintó 64 maravillosos paisajes como ilustraciones de las regiones volcánicas y sus detalles geológicamente interesantes. En la sección de Geografía comparada del famoso Museo de Etnografía de Leipzig (Alemania), estos magníficos lienzos completan de manera única las extensas colecciones volcanológicas del Ecuador, recogidas por Reiss y Stübel, y proporcionan al concurrente una idea amplia de la diversidad y del aspecto grandioso del escenario volcánico, facilitando a la vez la comprensión científica de la exposición.

Centenares de muestras petrográficas de las Formaciones volcánicas del Plio-Pleistoceno y Holoceno fueron sometidas a una investigación sistemática en la Universidad de Berlín. Resultó una serie de trabajos especiales sobre el carácter petrográfico de las rocas, que componen los volcanes y las serranías volcánicas de las regiones andinas del Norte del país (Lit. Nos. 6, 1892; 8, 1914; 25, 1893; 26, 1901; 28, 1896; 35, 1892; 46, 1893; 47, 1898; 130, 1904; 154, 1902). Cortas explicaciones geológicas de W. Reiss sirven de prólogo a cada uno de los tratados. Un capítulo amplio de su “Geografía y Geología del Ecuador” lo dedicó T. Wolf (Lit. N° 148, 1892) a la descripción de los terrenos volcánicos. A Augusto N. Martínez debemos investigaciones valiosas concernientes a la vulcanología del Ecuador (Lit. Nos. 61, 1902; 62, 1903-1905 y 63, 1929-1933). W. Sauer (Lit. Nos. 94, 1941; 95, 1943; 98, 1949 y 103, 1957) contribuyó con numerosas observaciones, especialmente a la determinación de la edad geológica de los volcanes y sus productos piroclásticos.

La siguiente descripción sumaria debe bastar para trazar una orientación general sobre las Formaciones volcánicas del Norte andino del país. Para más detalles servirá la rica literatura mencionada. Tampoco es aquí el lugar para entrar en discusiones sobre las diferentes teorías del origen de los volcanes, teorías que sufrieron cambios fundamentales dentro de márgenes amplísimos en el transcurso de los últimos cien años.

Configuración exterior de los volcanes

Las formas de los cerros volcánicos presentan en el país una variedad tan sorprendente, que A. Stübel (Lit. N° 128, 1897 – Die Vulkanberge Ecuadors) se vio tentado a buscar en las variaciones de las formas exteriores de los volcanes, las que tomó erróneamente como estructuraciones primitivas, aclaraciones generales sobre el proceso de su origen, deducción que es admisible sólo en determinados casos. Sin embargo, su sistema muestra el hecho interesante de que los cerros volcánicos, según su aspecto y configuración exteriores, pueden ser repartidos en grupos típicos con características singulares, pero sus figuras no suministran explicaciones decisivas sobre el origen de su estructura original.

En cambio, W. Reiss (Lit. N° 85, 1896-1902, T. II, pp. 163-174) desde un principio había reconocido que en el Ecuador gran parte de la forma exterior fue variada e imprimida a los cerros volcánicos por los externos agentes geológicos destructivos. En primer lugar, la erosión glaciar ha producido un modelado que da aspectos peculiares a la forma exterior, pues refleja la intensidad y duración del proceso destructivo. De este modo, los volcanes demuestran tipos bien definidos sobre todo con relación a su edad, porque en proporción al tiempo de su existencia han sido transformados por una o más diferentes glaciaciones, y en relación con su posición altitudinal y su altura propia, la intensidad de la erosión glaciar puede haber variado de un grado máximo hasta nulo; ha desempeñado además un papel importante la compacidad y dureza del material rocoso de la estructura primitiva, ofreciendo mayor o menor resistencia a la destrucción erosiva, en la que tomó parte el agua en sus variadísimas acciones, sea en forma líquida o congelada.

Considerando todas las circunstancias, que han influido en la configuración exterior de los volcanes, W. Reiss ha establecido una sucesión ejemplar de formas típicas, que muestran la transformación progresiva de los edificios volcánicos por la acción erosiva de los agentes geológicos, preferentemente de los glaciares.

1) De los cuatro volcanes activos, Cotopaxi, Tungurahua, Sangay y Reventador, aún en vía de perfeccionar su estructuración, se elevan los tres primeros por unos centenares de metros encima del límite de la nieve perpetua. Aunque un capuchón de neviza y hielo glaciar circunda su parte superior, ostentan todavía su perfecta forma de cono primitivo. Los glaciares se deslizan superficialmente por los declives de los conos sin haberse cavado lechos de profundidad considerable.

2) El Cayambe manifiesta ya una destrucción progresiva de su enorme cono. Los grandes glaciares están hundidos en la superficie del manto cónico y han acumulado potentes morrenas terminales como productos de su erosión efectiva.

3) El Chimborazo se encuentra en estado de erosión avanzada, especialmente su parte oriental más antigua. Nichos profundos cavados por los glaciares han descubierto la estructura interior de sus flancos. La circunvalación del cráter oriental, más antiguo, en parte está derribada. De la caldera así ampliada salen dos glaciares.

4) El estado extremo de la sucesión está representado por formas parecidas a las del Cotacachi y Quilindaña. La erosión glaciar ha dejado, como resto del cono, sólo una pirámide empinada que se eleva sobre el zócalo volcánico, que debe su forma redondeada al último cepillado de la erosión glaciar. En la superficie reducida de la pirámide falta el espacio para el desarrollo suficiente de potentes masas de hielo y de glaciares con excepción de una u otra lengua glaciar. Consiguientemente se reduce también la destrucción del zócalo a un grado mínimo.

Los dos picos del Illiniza son los restos de la muralla circular de una caldera grande. La inmensa caldera de los Altares, con dos peñascos gigantescos a sus extremos Norte y Sur, que flanquean la brecha occidental de la circunvalación, demuestra un estado de destrucción que precede inmediatamente al estado de destrucción actual de los dos Illinizas.

Características petrográficas de las rocas volcánicas y su distribución regional

La composición química de los materiales volcánicos producidos por el magmatismo subsecuente y palingénesis de infraposición tectónica, se caracteriza por un contenido mediano de sílice; en otras palabras, se trata de tipos intermedios entre ácido y básico y comprende el amplio grupo de las andesitas que, según las circunstancias, varían en su manifestación entre tipos acentuadamente ácidos hasta tipos básicos, a saber, desde dacitas hasta andesitas basálticas, respectivamente. El grupo entero corresponde al magma siálico originado por refundición (palingénesis) de porciones del sial.

Del magma incandescente se desprenden grandes cantidades de gases, a medida que disminuye la presión sobre el magma en vía de erupción, al ascender a la superficie. Como el magma ácido, por su mayor contenido de sílice, es muy viscoso en contraposición al magma básico más fluido, las erupciones del magma básico tienden a sucederse en forma de efusiones relativamente tranquilas, en tanto que la efusión del magma ácido e intermedio se efectúa con frecuentes explosiones, como regularmente ha ocurrido en la erupción de las lavas dacíticas y andesíticas, explosiones que han arrojado a la atmósfera enormes masas sueltas y, de consiguiente, acumulado los extensos yacimientos de aglomeraciones piroclásticas de piedra pómez, bombas volcánicas, lapilli, arenas y polvos finísimos. Los últimos constituyen las tobas volcánicas tan propagadas y en especial la conocida “cangagua” de la región andina septentrional del país.

Las andesitas y dacitas se distinguen por el contenido reducido de minerales característicos de color oscuro, que son biotita, anfíbol y piroxeno. Regularmente prevalecen los anfíboles en las andesitas más ácidas y los piroxenos en las andesitas básicas, los últimos a veces contienen también olivino.

Además, las rocas más básicas, como los basaltos de raro afloramiento, pertenecen en la mayoría de los casos a efusiones del periodo final de la actividad eruptiva de un volcán; como también la aparición del magma básico de los basaltos de tipo hipogénico indica, en general, el magmatismo final de una era orogénica.

La siguiente descripción se restringe a una información sumaria de la composición petrológica de los volcanes, serranías y singulares estructuraciones volcánicas.

Los páramos de El Ángel y San Gabriel, entre Tulcán y el río Chota

Predominan en esta comarca las andesitas piroxénicas de color oscuro hasta negro. El Alto de Pucará (3122m) se destaca por el contenido de olivino en las andesitas. No faltan en diversos lugares finos cristales de anfíbol en la composición mineralógica de estas andesitas. Cerca del puente del río Chota aflora una oscura andesita anfibólica de menor basicidad.

La hoya de Ibarra y sus alrededores. El nudo de Cajas

Los páramos de Piñán, en la Cordillera Occidental, están constituidos por derrames y mantos volcánicos del Plioceno. Se superponen los volcanes apagados Yanaurco y Cotacachi. En estos ondulados páramos, de centenares de kilómetros cuadrados, abundan las huellas de la acción glaciar, las que ha dejado tras de sí la potente cubierta de hielo pleistocénico. Las formas topográficas redondeadas ostentan el cepillado característico, esculpido por los extensos mantos glaciares. En las hondonadas bajas, de formas alargadas, ovaladas o circulares, se extienden los sedimentos planos de lagunas desecadas o la superficie azulada de agua cristalina lagunar. La más grande, la Cristococha se encuentra a unos pocos kilómetros al Oeste de la Hacienda Piñán, situada sobre el plano fondo de una laguna anterior.

Con mayor evidencia se exhiben unas filas de lomas en dirección Norte-Sur y otras menos marcadas de rumbo Este-Oeste. Sin duda se trata de las acumulaciones alargadas, testigos de las erupciones lineares, ocurridas por grietas tectónicas longitudinales y transversales en relación al rumbo de la cordillera. Esporádicamente afloran, a lo largo del pie de algunas de estas lomas bajas, las rojizas lutitas arcillosas de subsuelo cretácico, que sufrieron ligero metamorfismo térmico por el contacto del magma andesítico.

Las lavas pliocénicas están constituidas de **andesitas anfibólico-biotíticas.**

A pesar de su nombre, las rocas de la cumbre de **Yanaurcu** (cerro negro, 4538m) pertenecen asimismo a una **andesita anfibólica-biotítica** de color relativamente claro, parecida a la andesita de la Hda. Hospital. El cerro representa el resto de un manto volcánico o, talvez mejor, del relleno de una antigua chimenea volcánica (neck) de edad no menor que pliocénica. El Pucará (3615m), un peñasco empinado del declive oriental de la Cordillera Occidental, cerca del pueblo de Urcuquí, ha quedado allí como testigo de un manto lávico, que ha sobrevivido a la fuerte erosión glaciar y torrencial. Está igualmente compuesto de **andesita anfibólica-biotítica.**

El antiguo **volcán Cotacachi** (4939m) de origen pleistocénico, ya muy arruinado por la erosión glaciar pleistocénica y actual, ofrece en sus diferentes partes una variedad de andesitas piroxénicas predominantes y, en proporciones mucho menores, andesitas anfibólicas y pocas dacitas anfibólicas, todas de color gris o a veces rojizo. La variable composición mineralógica indica la diferenciación de las lavas, que corresponden a los diferentes periodos de erupción en el proceso de estructuración del antiguo cono.

En su ladera meridional se había creado, como última manifestación de su actividad, el cráter **Cuicocha** (3100-3400m) por una erupción explosiva. El embudo de explosión (Lit. N° 101, 1955b) se abrió en el declive meridional, sirviéndose de la misma ruptura tectónica, que diera origen a los volcanes Cotacachi y Yanaurcu. De este modo, estas erupciones centrales se habían agrupado sobre una falla longitudinal que ya antes, en el Plioceno, ha conducido el magma hacia la superficie para originar las erupciones lineares anteriores a lo largo de la falla.

Al terminar las explosiones del cráter de Cuicocha, ascendió por la chimenea del cráter la viscosa masa andesítica y formó los dos islotes actuales, después de que, en el transcurso del tiempo, el embudo de explosión se había llenado con agua, representando ahora la pintoresca laguna de Cuicocha.

Cerros de la Escalera

El nudo de Cajas separa la hoya de Ibarra de la de Quito. Su parte occidental está formada por las acumulaciones volcánicas del Plioceno, de los Cerros de La Escalera (Sigsicunga, Chantzagarán y Cushnirumi). También allí prevalecen los tipos algo básicos de andesitas piroxénicas en transición a variedades anfibólicas. Con estos cerros se unen hacia el Este los volcanes apagados de Mojanda y Cusín y toman, de este modo, parte en la formación del nudo de Cajas.

Mojanda y Cusín

El antiguo volcán Mojanda (4260m) representa un enorme cono, ancho y relativamente bajo de erupciones explosivas, en comparación con su base de aproximadamente 20 kilómetros de diámetro. Aparentemente cubre los mantos volcánicos del Plioceno, que en parte forman la base del nudo. Su gigantesca caldera alberga en su fondo una extensa laguna de agua cristalina y fría (3716m), de un área rómbica con los diámetros respectivos de 2.15 (N-S) y 2.75 (E-O) kilómetros. La distancia horizontal máxima, entre los bordes superiores del cráter, alcanza 4.5 kilómetros aproximadamente. El interior de la caldera no muestra la regular forma circular por haber sido modificado por secundarias erupciones posteriores. Aparte de la laguna grande, encuéntranse en una rinconada lateral del cráter dos lagunitas en posición altitudinal algo más elevada (3734 y 3873m). Probablemente corresponden a bocas de erupciones secundarias. Una cuarta laguna pequeña se ha estancado en el abra meridional de la circunvalación. Por la brecha noroccidental se desagua la laguna grande. Frente al punto más elevado del borde occidental de la circunvalación (Fuyafuya 4260m) se levanta la negra pirámide peñascosa llamada Yanaurcu (4204m) y da un acento abrupto al lado Sur de la circunvalación. El interior del vasto cráter ofrece un aspecto impresionante por las altas paredes empinadas de fantásticas proporciones y las oscuras moles rocosas del Fuyafuya y Yanaurcu, que se reflejan en el tranquilo espejo azul de la laguna grande.

El tipo predominante en la composición petrográfica del volcán es la **andesita piroxénica.** El pico Fuyafuya y una masa lávica al pie meridional se distinguen por el tipo algo más ácido de dacita anfibólico-piroxénica. Probablemente pertenecen las rocas de estos afloramientos a la última fase de erupción.

El pie oriental del Mojanda toca, en el paso de Cajas, los declives occidentales del **Volcán Cusín** (3990m), cuya caldera ha sido rota por la erosión glaciar en dirección Noroeste que excavó una profunda brecha doble en el flanco noroccidental del cono, anchamente abovedado. Los dos valles glaciares están separados por la empinada Chincheloma. De allí hacia el Noroeste se extiende, al pie del antiguo volcán Imbabura, la llanura de San Pablo con la laguna del mismo nombre.

Las rocas volcánicas del Cusín muestran en forma monótona las **andesitas piroxénicas.**

La Cordillera de Angochahua

Esta cordillera volcánica de dirección S-N representa una larga antegrada occidental de la Cordillera Real y delimita la hoya de Ibarra hacia el Este. Su unión hacia el Norte con el páramo de El Angel ha sido interrumpida por el profundo valle del río Chota. La cordillera aparentemente tiene su origen por una erupción pliocénica linear, a lo largo de una ruptura tectónica longitudinal. Las investigaciones sumarias indican la **andesita piroxénica** como roca constituyente típica.

El Imbabura

Al Norte del cerro Cusín sobre una grieta tectónica paralela a la cordillera de Angochahua se ha edificado el gran **volcán Imbabura** (4630m). Su cono empinado, que en su cima contiene un cráter abierto hacia el Este, domina por su posición céntrica la hoya de Ibarra. Interés especial atraen los volcanes parásitos agrupados en semicírculo como prolongación del declive oriental. Los principales entre ellos son: Huarmi Imbabura (Asaya), Cuvilche y Cunru. Se componen como el cono principal de andesitas piroxénicas localmente en transición a andesitas anfibólicas.

La hoya de Quito. El nudo de Tiopullo

Pululagua y Pichincha

A las Formaciones cretácicas de la Cordillera Occidental, entre el cañón del río Guayllabamba y el nudo de Tiopullo en el Sur de la hoya se superponen no sólo los productos volcánicos del Plioceno sino, en primer lugar, las extensas acumulaciones de lavas y materiales piroclásticos del volcanismo pleistocénico y reciente, con sus representantes Pululagua, de amplia caldera, Pichincha (volcán doble), Atacazo, Corazón e Illiniza.

La cima suroriental y las Ventanillas (3330m) de la circunvalación del enorme cráter del Pululagua, en cuyo fondo plano se extienden los campos de cultivo de la hacienda Pululagua, al igual que las rocas del puente del río Guayllabamba, debajo de Tanlagua, se componen de andesitas piroxénicas de color gris verdusco. Sobre el fondo plano de la caldera se levanta el antiguo cono de erupción de Pondoa (2940m), constituido de andesitas anfibólico-piroxénicas. En los peñascos de la circunvalación meridional, con el pico Talcal, aparecen andesitas anfibólicas.

El macizo volcánico de Pichincha, a cuyo pie oriental se extiende la capital del Ecuador, Quito, está representado por el volcán doble de Rucupichincha (4698m) y Guaguapichincha (4784m), de los cuales el primero es el más antiguo.

El **Rucupichincha** se ha edificado predominantemente de materiales que corresponden a la andesita piroxénica, mientras que una de sus estribaciones meridionales, el cerro Ungüí, y el volcán parásito de su pie oriental, el Panecillo de Quito, exhiben lavas de andesita anfibólico-piroxénica de carácter algo más ácido.

Las rocas principales del **Guaguapichincha,** que muestra todavía actividad de fumarolas, consisten de andesitas anfibólico-piroxénicas parecidas a las del cerro Ungüí y del Panecillo y pueden por eso corresponder a efusiones lávicas de la última fase de erupción, porque, en especial el Panecillo, demuestra la configuración y estructura características de Cúpula de hinchazón, sin mostrar huellas de erosión en mayor escala y está recubierta de toba volcánica eólica (cangagua) del tercer Interglaciar.

Investigaciones especiales de las andesitas de los alrededores de Quito (Lit. N° 95, 1943, pp. 37-41) dieron como resultado que el tipo básico piroxénico con olivino (tipo Mulán) corresponde a efusiones de las primeras fases de erupción pleistocénica y aflora por ejemplo en las faldas orientales del Rucupichincha, entre Mulán y Miraflores, además en las laderas del valle del río Machángara, quebrada Molinohuaico y taludes orientales de Guangüiltagua en forma de mantos y corrientes lávicos intercalados entre las Formaciones pleistocénicas más antiguas que la cangagua eólica del tercer Interglaciar. El tipo más ácido y moderno, denominado Cantera, según su afloramiento principal, aparece como masa rocosa potente en la Cantera del Panóptico, al pie oriental de Cruzloma, en el Panecillo y en el talud suroccidental del Ichimbía. Su edad puede atribuirse al principio del tercer Interglaciar. (Compárese el mapa geológico de los alrededores de Quito, Lit. Nos. 94 y 156, W. Sauer y Abelardo Estrada, Quito 1939-1940).

Según los resultados de estas investigaciones, el Rucupichincha inició su actividad durante la segunda glaciación y la terminó al fin de la tercera, episodio en que cae el comienzo de actividad del Guaguapichincha (Lit. N° 98, 1949).

Atacazo, Corazón, Illiniza y los cerros de Chaupi

Los tres volcanes antiguos siguen hacia el Sur en la hilera de la Cordillera Occidental y están unidos con el nudo de Tiopullo por el grupo meridional de los cerros de Chaupi, divisoria hidrográfica entre el río San Pedro de la hoya de Quito y el río Cutuchi de la hoya de Latacunga-Ambato.

Debajo de los declives occidentales de los volcanes mencionados afloran las rocas básicas antiguas de la Formación cretácica diabasa-porfirita. Aparentemente faltan aquí las efusiones del volcanismo pliocénico o existen sólo en áreas restringidas, que están veladas por las Formaciones pleistocénicas.

El cono volcánico del **Atacazo** (4457m) fue reducido por la erosión glaciar a una pirámide peñascosa sobre un resto del zócalo disminuido, que los glaciares habían dejado en pie.

Los lados Norte y Oeste de la subestructura volcánica ofrecen aspectos de enorme demolición, porque los efectos de la erosión glaciar han sido grandemente completados por los de las aguas torrenciales, de modo que la caldera fue transformada en un profundo cañón abierto hacia el Oeste. Sólo restos de la cirvunvalación Norte y Sur han sobrevivido a la destrucción. Por eso la edad del volcán correspondería a los primeros tiempos del Pleistoceno. También el carácter petrológico de sus lavas tiende a los tipos básicos de andesitas, distinguidas por el contenido de olivino. En todas partes del cerro afloran andesitas piroxénicas con presencia esporádica de olivino. En menor escala se presentan andesitas anfibólico-piroxénicas de colores gris claro hasta oscuro en los restos de la circunvalación de la caldera. Secundariamente ocurren dacitas.

Separado del Atacazo por una suave depresión en la cordillera se levanta aisladamente pero ya muy cerca del nudo de Tiopullo el **Corazón** (4786m) como una redondeada masa compacta, con faldas empinadas, sobrepuesto al zócalo en que los glaciares habían cavado sus lechos, originando así la forma característica del cerro.

Según W. Reiss (Lit. N° 84, T. I., 1892-1898, p. 144) se abre en la ladera occidental una caldera muy honda. Los agentes erosivos habían roto la circunvalación y transformado la caldera en una garganta profundísima.

Debido al fuerte descenso occidental de la cordillera, la erosión es capaz de atacar las pendientes de los cerros, por este lado, en grado muy efectivo, fenómeno que se observa también en la Cordillera Real, donde en cambio, es el lado exterior oriental el que está sometido a la intensificada destrucción por la erosión.

Al pie del Corazón se distingue un pequeño volcán parásito. En primer lugar, ocurren en este cerro las **andesitas piroxénicas** de color gris oscuro. Faltan las variedades anfibólicas menos básicas.

El **Illiniza,** con sus dos picos piramidales empinados, es el bastión occidental del nudo de Tiopullo. Representa la ruina de un gran volcán destruido. La circunvalación de su caldera ha sido demolida toda menos los dos picos escarpados. El pico meridional (5266m) se eleva considerablemente sobre el nivel actual de la nieve perpetua y por eso está cubierto de masas de neviza y hielo en su parte cimera y ofrece aspectos extraños de variadas formas de hielo glaciar.

Sus características petrográficas se asemejan a las de los cerros Atacazo y Corazón. Predominan las andesitas piroxénicas, a veces en forma de vitrófidos. Además, se encuentran transiciones a las andesitas anfibólico-piroxénicas y anfibólicas.

En la ladera occidental de la pirámide septentrional (4565m) y en el declive noroccidental de la pirámide meridional, además en el hondón de Cutuchi, afloran potentes corrientes de lava que pertenecen, al parecer, a las últimas fases de erupción. Se trata de diversos tipos ácidos, a saber, de dacitas de colores gris azulados.

Cerros de Chaupi

Al Suroeste del Illiniza, en la cumbre del **cerro Tisiche,** aflora la andesita piroxénica.

Asimismo, las rocas de la parte cimera del **Pupuntío** (3997m), la elevación más alta de los cerros de Chaupi, comprenden tipos compactos o escoráceos de andesita piroxénica gris oscura. El rumbo de la serranía apunta al volcán apagado Rumiñahui. La ensillada entre ambos forma el paso (3504m) del nudo de Tiopullo, límite septentrional de la gran hoya de Latacunga-Ambato.

Cayambe, Pambamarca, Francés Urcu, Filocorales y Antisana

Las Formaciones volcánicas del Plio-Pleistoceno se han superpuesto a las alturas de la Cordillera Real, que constituye el margen oriental de la hoya de Quito.

El grandioso cono del antiguo volcán Cayambe (5790m) se había levantado sobre la ruptura longitudinal y prolongación meridional de la falla tectónica de la cordillera de Angochahua. Su altitud alcanza casi la del Chimborazo. Su ancha mole soporta, en las alturas, extensas áreas de neviza y hielo, que sirven de alimentación para los grandes glaciares actuales. Así, de la nevada región cimera del compacto monte salen enormes ventisqueros y descienden hasta altitudes cercanas a los 4500 metros, especialmente en algunos lugares de su lado oriental.

Igual a los demás volcanes apagados, que han sufrido la erosión glaciar del Pleistoceno, el empinado cono truncado descansa sobre un zócalo formado por un ancho macizo, también volcánico, aunque pliocénico, cuya configuración característica ha sido modelada por la acción de los glaciares diluviales, así como de los actuales.

La composición de las rocas volcánicas del Cayambe parece restringirse a la de tipos anfibólicos. Pues predominan las andesitas anfibólicas gris oscuras en todos los afloramientos de las Formaciones volcánicas del cerro, asimismo en los conglomerados de las morrenas, que contienen también el material acarreado de las partes superiores del cono, ocultas bajo el hielo. Naturalmente ocurren las transiciones a andesitas anfibólico piroxénicas, mientras que las dacitas faltan.

Las antiguas corrientes lávicas del Cayambe están descubiertas en los cortes de los ríos, debajo de acumulaciones piroclásticas flojas, hasta en la cercanía de la ciudad de Cayambe.

Al Suroeste del Cayambe, antepuesto a la Cordillera Real, yace el tendido cono del volcán Pambamarca (4075m) apartado del cerro Cayambe por el río Pisque y su afluente el río Guachalá. Su cima y sus eminencias superiores las coronan restos de fortificaciones antiguas de los indios (Pucará).

Puesto que el cerro está casi totalmente cubierto por la cangagua eólica del último periodo interglaciar, sólo pocos afloramientos de rocas lávicas han suministrado material para la investigación. Sin embargo, se ha comprobado que se trata, en primer lugar, de andesitas piroxénicas en transición a andesitas biotíticas algo más ácidas. El cerro parásito Cuniburo (3353m), en el lado nororiental, consiste también de andesita piroxénicas. Unas muestras de la cima y del lado oriental del Pambamarca contienen más de 73% de sílice y por eso son dacitas.

Hacia el Sur, a partir del Pambamarca, en las alturas de la Cordillera Real, se habían efectuado las primitivas erupciones del Plioceno, por las rupturas tectónicas longitudinales.

En parte cubiertos por Formaciones volcánicas del Pleistoceno, se extienden los mantos pliocénicos, dacítico-perlíticos, a lo largo de las alturas de la Cordillera Real, pasando por debajo del antiguo volcán Antisana hasta el activo Cotopaxi y el cerro de Cimarones del río Tinajillos.

Entre el Pambamarca y el Antisana la Cordillera Real ofrece una de las más interesantes zonas volcánicas. Comprende las dentadas cadenas peñascosas de los cerros Puntas o Francés-Urcu, Filocorales, Tuchimbiro y los páramos de Guamaní, que todos, a excepción del cerro Puntas, forman parte de las lavas dacíticas derramadas sobre las elevaciones cristalinas antiquísimas de la cordillera.

En especial llaman la atención las lavas de perlita y obsidiana compactas y hasta de consistencia espumosa (piedra pómez). La mayor parte de estas rocas representan tipos variados de dacitas anfibólicas. De esta antigua base volcánica han salido las corrientes lávicas de dacitas mas modernas de Paluguillo y Pitaná. Se han originado en los declives de Filocorales y Guamaní y rellenado el fondo de estos valles erosionados por glaciares pleistocénicos.

El cerro Puntas (4452) se superpone al manto dacítico antiguo en forma de una erupción central, que se habría efectuado por un canal reabierto en la grieta preexistente, por la que se derramaron las dacitas pliocénicas. La circunvalación del cráter, coronado de muchos picos se construyó por acumulación de lava aglomerática de andesita piroxénica y ha sido rota por erosión hacia el Sureste.

Del Saraurcu se ha hablado ya al tratar de las Formaciones cristalinas (véase Cap. 1, 1).

Los cerros de Chacana y el zócalo del Antisana

Las Formaciones dacíticas del Plioceno siguen hacia el Sur y están integradas por las lomas y cadenas volcánicas de los páramos y cerros de Chacana, en cuya composición prevalecen las dacitas biotíticas sobre dacitas anfibólico-piroxénicas. El Urcucuy, a 14 kilómetros al Oeste del Antisana exhibe afloramientos de lavas dacíticas de obsidiana y perlita. Las dacitas se extienden aun debajo del Antisana y forman su zócalo.

Excepcionalmente, en la parte alta de los cerros de Chacana (4641m) y en la circunvalación del hondón de San Clemente afloran andesitas anfibólico-biotítico-piroxénicas, con mucha pirita de color gris. Asimismo, la circunvalación de Muerte pungu, la Puma loma y el Reventazón de Cuscungu al Noroeste del Antisana muestran la composición de andesita piroxénica.

El Antisana (5705m)

El enorme macizo de este volcán apagado se alarga en dirección Norte-Sur y mide en su base 14 kilómetros de longitud a partir del cerro de Medialuna en el Norte hasta el río Chulcupaillana en el Sur. Sobre las alturas del volcán se despliegan extensos mantos de neviza y hielo, alimentando los glaciares que en direcciones radiales descienden al zócalo donde dejan amontonadas las morrenas terminales, en altitudes de alrededor de 4800 metros.

Visto desde el Oeste ofrece un aspecto muy característico. La ancha cima más alta (5705m) septentrional pertenece aparentemente a un cono perfecto, mientras la cima meridional más baja (5570m) forma la parte elevada de un cono muy arruinado por la erosión glaciar. Ambos conos están unidos estrechamente por una ensillada poco honda y todo el conjunto envuelto en las inmensas masas de hielo que dificultan el estudio de la estructuración del macizo. Parece que dos conos, uno meridional más antiguo y uno septentrional más joven constituyen un volcán doble, como con mayor claridad se manifiesta en el Chimborazo con su cono alto occidental bien conservado y su cono antiguo oriental más bajo y fuertemente destruido por la erosión glaciar.

El cono meridional del Antisana ha experimentado la erosión glaciar por largos periodos del Pleistoceno. La circunvalación e la caldera está, por eso, rota en el lado Sur y la brecha creada se ha profundizado por la erosión de las aguas de deshielo, dando origen a la actual quebrada de Azufre, de la que salen las aguas acidificadas por fumarolas sulfúricas. Igualmente, el manto exterior ha sufrido el ataque erosivo. Los numerosos “cuchus”, o rincones hondamente cavados en las faldas exteriores del cono meridional, figuran nichos glaciares del tipo “Kar”.

El zócalo del Antisana muestra un modelado morfológico muy variado, pues el glaciarismo, así como el volcanismo, han imprimido sus sellos potentes a su rocosa superficie: el primero, esculpiendo hondos y anchos surcos y suavizando las asperezas del paisaje; el segundo, caprichosamente poniendo cráteres y lomas peñascosas dondequiera en la comarca y rellenando por sus negras corrientes lávicas, largas y de superficie escabrosa, el amplio fondo de los antiguos valles glaciares. Las aguas cristalinas de las montañas al estancarse, sea en las hoyas excavadas por los antiguos glaciares, sea retenidas por diques de lava, han creado numerosas lagunas y cochas pintorescas, por ejemplo, Micacocha al pie suroccidental del Antisana.

De las faldas superiores del Antisana, a veces inmediatamente debajo de los glaciares actuales han salido corrientes de lava de aspecto muy fresco. Estas son, en la pendiente Oeste, a partir de la ladera suroccidental, el Sarahuasi – volcán, el Guagraialina – volcán y en el lado Norte el Yana – volcán y el Mauramachai – volcán.

En la composición petrográfica de los conos del Antisana domina casi exclusivamente la andesita piroxénica básica de color oscuro con olivino e hiperstena. Al mismo tiempo pertenecen las mencionadas corrientes lávicas relativamente modernas de sus faldas superiores. Sólo en el lado oriental de los conos afloran andesitas más ácidas del tipo anfibólico-biotítico.

Dacitas típicas fueron producidas por las erupciones modernas de los cráteres, en el zócalo del Antisana. Así, llama la atención, al Norte del Antisana, la larga reventazón de Potrerillos, por el aspecto fresco de su superficie casi inalterada, formada de lava en bloques, la que había penetrado y parcialmente rellenado el antiguo valle glaciar del río Papallacta y, estancado las aguas del río, ha formado la extensa laguna Papallacta-cocha. La lava se compone de dacita anfibólico-biotítica, igual como la de la parte septentrional del cerro de Medialuna, al lado Norte del Antisana y del cerro de Achupallas al Oeste de Muerte pungu.

La reventazón Antisanilla, una corriente de lava oscura muy fresca, rellena, a partir del zócalo del gran volcán, el fondo del antiguo valle glaciar de Guapal, por la extensión de 15 kilómetros. Hace unos tres siglos aproximadamente, se había abierto en el flanco noroccidental de Pumaloma, al Noroeste del Antisana, una caldera de 500 a 600 metros de ancho, la llamada **Muerte Pungu** y derramado, en flujo tranquilo, la lava, que, llenando el fondo del valle, avanzó hasta cerca de la Ha. de Pinantura. La superficie de la lava solidificada muestra las características, que la viscosa lava, todavía en flujo, adquiere en el proceso de enfriamiento. La superficie está toda cubierta de bloques angulares. Con su contenido de 64.4% de sílice y la presencia de cuarzo y olivino se clasifica esta andesita anfibólico-piroxénica como variedad singular cuarzosa olivínica, parecida a la del Cerro Negro de Mayasquer en Colombia (Lit. N° 87, H. Rosenbusch, 1898, p. 292).

Sincholagua, Cotopaxi y Quilindaña

Las antiguas pizarras cristalinas integran el cerro Cubillán al Suroeste del Antisana y marcan, entre el río Tinajillas (o Antisana) y el río Vallevicioso un extremo occidental del área de la Cordillera Real, que ha quedado libre de Formaciones volcánicas del Plio- y Pleistoceno.

Inmediatamente al Sursuroeste del cerro Cubillán, a partir del lado meridional del Vallevicioso, se prolongan los esquistos cristalinos por la cresta de la serranía Carrera Nueva, alargada de Norte a Sur, con el pico Predicador en su extremo Norte. Delimitan en esta zona las áreas volcánicas hacia el Este.

Mientras los cerros de Chacana, en especial de Urcucuy, se distinguen por sus dacitas, más hacia el Sur, las rocas pliocénicas pierden estas características, como demuestran los afloramientos en los cerros del Vallevicioso. Al pie de Carrera Nueva aún aflora andesita anfibólica. Pero hacia el Oeste, en Plaza de Armas se convierte en andesita anfibólico-piroxénica y en los afloramientos de la Loma de Salazar en andesita piroxénica.

Al Noroeste y Suroeste del Cubillán, en cambio, las Formaciones pliocénicas mantienen tendencias al desarrollo de tipos ácidos al configurarse de tales rocas los zócalos del Sincholagua, del Cotopaxi y del Quilindaña.

La subestructura del Sincholagua (4898m) está unida hacia el Noreste con la del Antisana por los cerros Curiquingue y Maurarodeo y se compone de andesita piroxénica, que a pesar de su contenido de piroxeno representa un tipo relativamente ácido (58.8% de sílice).

Por la erosión glaciar del Pleistoceno el Sincholagua ha perdido su original forma cónica por completo. En sus flancos los glaciares colgantes o del tipo “Kar” han excavado durante el Pleistoceno profundos nichos, de los cuales el del lado Norte pudiera ser tomado por la deformada caldera antigua de Yahuil.

En la composición de sus partes superiores ocupan el primer lugar las andesitas piroxénicas con transiciones, en ciertos lugares, a andesitas piroxénico-anfibólicas o biotíticas. En la caldera, los bloques de dacita provenientes de la circunvalación occidental comprueban que la última fase de actividad ha suministrado también lavas bien ácidas. La procedencia de bloques de basalto olivínico, como extremo básico de la serie de las andesitas, no fue aclarada. Posiblemente indica la existencia de un filón basáltico, que cruza la estructura del cono.

El **Cotopaxi** (5897m) es uno de los más altos volcanes activos del mundo. Ocupa, como bastión oriental del nudo de Tiopullo, una base circular de cerca de veinte kilómetros de diámetro. Su perfecto cono se ha superpuesto a un zócalo algo abovedado, muy aplanado.

La capa dentada de neviza y hielo llega desde la cima hacia abajo, hasta altitudes de cerca de 5000 metros. Las aguas de deshielo y los torrentes de las avenidas han erosionado en el manto surcos profundos en direcciones radiales, repartiendo la superficie del cono en elevados sectores radiales sobre los cuales el hielo queda protegido contra la erosión y desciende en forma de glaciares rudimentarios hacia el pie del cono.

Las lenguas de los glaciares llegan en las faldas orientales a mayores profundidades que en el lado occidental, a causa de las precipitaciones atmosféricas más abundantes traídas de la húmeda llanura amazónica por los vientos alisios (Lit. N° 85, W. Reiss y A. Stübel, 1896-1902, p. 88).

Por los efectos erosivos y acumuladores de las corrientes lávicas recientes y las temibles avenidas de lodo y material flojo piroclástico y por la incipiente erosión glaciar y de aguas torrenciales, los límites superficiales entre el cono y la antigua subestructura se han confundido tanto que, a simple vista, los contornos de la elegante silueta del cono, se elevan de las planicies casi horizontales de la hoya en progresión continua a declives de inclinación siempre más creciente hasta alcanzar en la cumbre ángulos de 40° y aún más empinados. Este aspecto se ofrece al observador desde el Oeste, Suroeste y Sur. En estos lados el declive del cono se ha desarrollado libremente hacia las regiones llanas.

A estas zonas de la hoya de Latacunga se precipitaron las avenidas devastadoras del volcán en tiempos de erupción, desplegándose ampliamente alrededor del zócalo, cuando las lavas incandescentes derramadas por encima de los bordes del cráter derretían las nevizas y hielos glaciares, y las aguas de deshielo, mezclándose con los flojos productos de las erupciones, se precipitaban como inmensas avalanchas de lodo, arena y bloques grandes de lava sobre las bajas comarcas convecinas, sepultando campos y poblaciones.

Las estribaciones del lado Sureste del cono tocan en el valle del río Ami, el pie de los declives del Quilindaña, y dejan, entre Llantaloma y el abultado Morro de Chalupas, el paso que da a Vallevicioso.

El zócalo del Cotopaxi lo componen Formaciones de tobas poco consolidadas, conglomerados y lavas del tipo ácido andesita biotítica que afloran debajo de las acumulaciones piroclásticas del Pleistoceno y Holoceno. Según W. Reiss (Lit. N° 85, W. Reiss y A. Stübel, 1896-1902, p. 68-70) la Incaloma, al pie septentrional del cono, está constituida de toba blanca de piedra pómez y de lava compacta de andesita biotítica, y toma parte en la composición del zócalo del Cotopaxi, en contraste con las lavas oscuras del cono propio. Asimismo, en el lado suroccidental, las partes inferiores de la subestructura se componen de andesitas biotíticas y de las correspondientes tobas sólo ligeramente endurecidas. Al Oeste de Latacunga, las tobas de piedra pómez de San Felipe, muestran una composición parecida. El todo fue considerado por W. Reiss como perteneciente aún al volcanismo pliocénico. Pero la consolidación poco avanzada de las tobas de San Felipe hace suponer en cuanto a ellas que se tratara mejor de acumulaciones del Pleistoceno superior, originadas por las erupciones terminales explosivas de una antigua caldera, cuyos restos, que forman el así llamado Picacho, emergen de las faldas meridionales y septentrionales del Cotopaxi.

Ya en los primeros exploradores había despertado mucho interés el Picacho. Se eleva en la falda Sursuroeste y se compone de andesita anfibólico-piroxénica, en contraposición a las andesitas piroxénicas de las lavas y capas piroclásticas del propio cono. W. Reiss (Lit. N° 85, W. Reiss y A. Stübel, 1896-1902, p. 67-188) ha descrito minuciosamente el Cotopaxi, desde un Amplio criterio científico. Según su opinión el Picacho es un resto de un antiguo cono volcánico predecesor del actual. También en el Norte, cerca de Salitre, unas colinas y peñascos de formas singulares, además del cerro Ami, al lado occidental, parecen representar similares ruinas volcánicas. Habría que imaginarse que las explosiones violentísimas de la fase eruptiva terminal hicieron saltar al aire el cono primitivo (compárese con el Quilotoa) habiendo quedado en pie sólo unos picachos de la demolida caldera. Durante una segunda fase eruptiva el extenso cono actual se habría edificado céntricamente sobre los restos de la caldera destruida, cubriéndola casi por completo, a excepción del Picacho, y las demás antiguas Formaciones restantes del primer cono, de modo que el Cotopaxi puede ser considerado como un volcán compuesto (polígeno), en parangón del Vesubio con los restos del Monte Somma, en las orillas del golfo de Nápoles.

De los tiempos históricos se conocen unas ocho corrientes lávicas nuevas que corresponden a las erupciones registradas desde el año 1534 y se han derramado por encima del borde del cráter. Únicamente en dos casos se observaron erupciones hechas por aberturas laterales del cono. A pesar de que las lavas salieron del cráter, desbordándose como de una olla hirviente, aparentan tener su origen en una boca abierta lateralmente en la parte superior del cono, unos centenares de metros debajo del borde exterior del cráter. Lo erróneo de este indicio se explica a causa de que las partes superiores de los derrames lávicos, terminada la efusión, no han podido fijarse en los declives muy empinados de la cima y en la actualidad han desaparecido debajo de neviza y hielo. Sus extremos inferiores terminan entre 4070 y 4360 metros de altura.

El estado de conservación de la lava superficial es algo diferente en las diversas corrientes según su mayor o menor edad, mejor dicho, según el tiempo de su exposición a la intemperie.

En el flanco noroccidental salta a la vista el potente anchuroso **Yana-sacha volcán**, corriente de aspecto muy fresco, que se extiende a partir de la cima noroccidental hasta la ensillada de Limpiopungu, entre el Cotopaxi y el Rumiñahui. Se compone de andesita anfibólico-piroxénica. Directamente hacia el Norte, desciende de la falda el **Tauripamba volcán**, igualmente compuesto de andesita anfibólico-piroxénica. Se distingue por muchas inclusiones de cuarzo de uno a pocos centímetros de diámetro, que, según W. Reiss, fueron arrastradas de los esquistos cristalinos subyacentes; o, según T. Wolf, de vetas cuarcíferas de la Formación Diabasa-porfirita del subsuelo.

En las faldas orientales y surorientales se destacan los así llamados volcanes **Díaz chaiana** del año 1865, **Chiri machai** del año 1858 (?), **Puca huaico o Minas**. El último se ha separado en dos extremos inferiores. Todos corresponden en su composición petrológica a la andesita piroxénica con mayor o menor contenido de olivino.

El lado Sur carece de lavas nuevas, mientras en el lado occidental las erupciones más modernas han depositado enormes masas de lava (años 1854 y 1877). Se trata también de andesitas piroxénicas con olivino.

La lava que corona la cima suroccidental del borde del cráter también es una andesita piroxénica. Las muestras recogidas de corrientes de lava menos modernas ostentan asimismo una composición parecida.

Se puede resumir diciendo que el Cotopaxi por su estructura debe ser considerado como volcán compuesto. Se ha desarrollado su estructuración en dos fases:

1) la de la formación de una amplia y enorme caldera: por erupciones explosivas en vía de terminar su actividad el antiguo volcán arrojó enormes masas sueltas de cenizas y material pumíceo del tipo de andesitas ácidas, biotíticas y de dacitas (piedra pómez de San Felipe) destruyendo a la vez su forma original. Restos de la circunvalación se exhiben en el Picacho, el cerro Ambi y las lomas peñascosas cerca de Salitre, constituidos todos por básicas andesitas piroxénicas y anfibólico-piroxénicas.

2) Después de un periodo de descanso durante el cual la erosión glaciar adelantó la destrucción de la caldera, se abrió de nuevo la chimenea volcánica en el centro de la caldera antigua para reavivar la actividad volcánica y perfeccionar la edificación del cono actual, que corresponde en su configuración al material y al modo de su estructuración, y ocupa casi todo el fundamento de su antecesor.

Las lavas y masas piroclásticas del cono moderno, alternantemente superpuestas, muestran la composición de andesita piroxénica.

Tenemos por esto en el primer episodio un completo ciclo volcánico, empezando con erupción de andesitas piroxénicas y anfibólico-piroxénicas de tipo básico y terminando por erupciones explosivas de andesitas biotíticas, ácidas y dacitas.

Del segundo episodio sólo se ha desarrollado hasta ahora la primera parte, con producción de andesitas básicas y la acumulación de un cono regular.

Las avenidas ya mencionadas forman parte de la sedimentación de material piroclástico heterogéneo, frecuente en los alrededores de activos volcanes nevados.

Aunque no todas las erupciones han producido corrientes de lava, siempre arrojaron a la atmósfera enormes masas sueltas que se depositaron en las faldas del cono y sus alrededores, de modo que, en los casos de erupciones de lavas incandescentes, las aguas torrenciales del deshielo encontraron siempre grandes cantidades sueltas de arenas y bloques para mezclarse con ellas y precipitarse en los terrenos bajos en forma de terribles avenidas.

Cerca de Mulaló a 20 kilómetros de distancia del centro del Cotopaxi, una vasta llanada constituida por una mezcla caótica de arenas y bloques volcánicos de todo tamaño, representa el enorme torrente pétreo de una avenida. En este sitio sorprende el gigantesco bloque de andesita biotítico-anfibólica llamado Quilindusi que, como testigo de la formidable fuerza arrastrante de las avalanchas, está medio enterrado en el aglomerado desecado de la avenida, de cuya superficie aún emerge por 8.5 metros midiendo 45 metros de circunferencia (diámetro de 14 metros).

El estudio de los fenómenos glaciares no debe dejar de lado el hecho de que el aspecto de los cortes de antiguas avalanchas, en perfiles naturales o secciones artificiales, puede engañar al observador por su semejanza con la estructura de las verdaderas morrenas glaciares.

Un sinnúmero de detalles interesantísimos sobre las erupciones del Cotopaxi, en especial sobre la del año 1878 (26 de junio) consta de las publicaciones de P. L. Sodiro (Lit. N° 118, 1877) y T. Wolf (Lit. N° 146, 1878 y N° 148, 1892, pp. 358-361).

Al pie de los cerros de Chaupi se eleva sobre la llanura el **Cerrito de Callo**, famoso por las ruinas incásicas de la cercana hacienda de San Agustín. Es una característica cúpula volcánica de hinchazón, de unos 100 metros de altura y parecida a la aún más grande del Panecillo de Quito. Su interior se compone de andesita compacta, toda recubierta por cangagua eólica.

El Quilindaña (4877m) a pesar de su posición aislada al Sureste del Cotopaxi, aún pertenece al numeroso grupo de volcanes, que forma con el Cotopaxi el extenso macizo volcánico del nudo de Tiopullo. Del mismo modo que el Illiniza, ha sufrido los ataques formidables de la erosión glaciar. Esculpida en el cono primitivo ha quedado una pirámide aguda de 900 metros de altura, sobrepuesta a un ancho zócalo.

Originalmente el volcán se había estructurado encima de la alta loma de esquistos cristalinos, alargada de Este a Oeste, entre Vallevicioso y el río Chalupas. Sus estribaciones orientales tocan el pie de la cadena de pizarras cristalinas de Carrera Nueva, y en el Oeste están limitadas por el antiguo macizo andesítico de El Morro.

W. Reiss (Lit. N° 85, 1896-1902, pp. 166-188) ha estudiado los detalles de los efectos de la erosión glaciar en el Quilindaña; sacó de este trabajo la base para establecer sus teorías sobre la glaciación de los Andes septentrionales del Ecuador. Niega un periodo general de glaciación pleistocénica y desarrolla su opinión especial del glaciarismo tropical. En cambio, H. Meyer (Lit. N° 65, 1907, pp. 283-287) admite dos periodos glaciares del Neopleistoceno, separados por un periodo interglaciar, periodos que compara con las dos últimas glaciaciones, (Reiss y Würm), de Europa. A base de amplios estudios W. Sauer (Lit. N° 98, 1949, pp. 15-40) ha podido comprobar la existencia de tres glaciaciones pleistocénicas, además del periodo pluvio-glaciar, al principio de la época diluviana.

La empinada pirámide central del Quilindaña, en cuanto a su figura, fue puesta en parangón por A. Stübel con el famoso Matterhorn de los Alpes suizos (Lit. N° 128, 1897, p. 143).

Los valles glaciares radiales alrededor del cerro recortan el zócalo profundamente. Actualmente no nacen de los "Kares" excavados en las laderas escarpadas de la pirámide, sino manchas de neviza y hielo.

En la composición petrológica de la pirámide predominan con mucho las andesitas piroxénicas sobre pocos tipos algo más ácidos. Los últimos aparentemente, componen las lomas entre los valles radiales del zócalo.

Los volcanes Ilaló, Pasochoa y Rumiñahui

A lo largo de una falla central en la depresión interandina, a partir de la latitud de Quito hacia el Sur, se han agrupado estos tres volcanes apagados. La construcción de las isosistas del terremoto del valle de los Chillos, acaecido el 9 de agosto de 1938, ha permitido determinar como hipocentro del terremoto la ruptura tectónica extendida del Ilaló al Pasochoa y Rumiñahui. Se comprobó de este modo la existencia de la falla longitudinal central, todavía activa (véase Lit. N° 93, W. Sauer, 1938b, Quito).

Las circunvalaciones de las calderas de los tres volcanes han sido demolidas hacia el Oeste por la acción erosiva de glaciares pleistocénicos. Con más claridad se observa este fenómeno en el Pasochoa y Rumiñahui. Los cortes han descubierto filones de basalto que cruzan, en dirección vertical y transversal, los estratos pseudoparalelos de lavas y cenizas. Se trata de normales **basaltos feldespáticos** sin o con pequeñas cantidades de olivino. Por lo general la andesita piroxénica forma parte de la masa principal de los tres volcanes.

En las estribaciones orientales de la Cordillera Real, al Este de Quito, el activo volcán Reventador (3485m) está construyendo su cono cobre una loma que sale de la cresta de la cordillera entre los ríos Coca y Reventador. Las cortas erupciones siguen en intervalos de decenios, poco más o menos (últimas erupciones: 1926, 1944 y 1960). La posición en el extremo Norte de la depresión Topo-Quijos hace suponer que el Reventador abrió su canal de erupción por una falla, que se extiende en la prolongación septentrional de la mencionada depresión.

Sus lavas son basaltos olivínicos y a veces limburgíticos por la reducción del contenido de feldespatos, e indican el volcanismo final de la última era orogénica. La presencia de limburgita señalará la transición incipiente del magma del tipo pacífico al magma de la familia petrológica atlántica.

El famoso petrólogo Dr. G. Rein, profesor de la Universidad Johann Wolfgang Goethe de Frankfurt (Main) tuvo la bondad de examinar los polvos volcánicos caídos en Quito y recogidos por el Director del Observatorio Astronómico y Meteorológico, Dn. Eduardo Mena, durante la erupción del Reventador en el año 1960, con el resultado de que se trataba de polvo de basalto olivínico con apreciable contenido de feldespato Plagioclasa, como indica el siguiente resumen del análisis medio cuantitativo:

	Aproximado % de volumen
Material opaco (Magnetita? o vidrio)	25 – 35%
Vidrio basáltico con microlitos	45 – 55%
Plagioclasas	15 – 25%
Olivino	3 – 7%
Hornblenda verde	1%
Hornblenda pardo-rojiza	0.1%

H. Rosenbusch (Lit. N° 87, 1898, p. 364) dice que en la Montagne Noire (Montaña Negra) de la Francia central afloran rocas volcánicas, que muestran la transición de normales basaltos feldespáticos a limburgitas, hecho comparable con el caso del Reventador, donde la composición de las lavas básicas oscila entre el tipo basalto olivínico y limburgítico.

El Reventador (3485m) fue descubierto y explorado por L. T. Paz y Miño en el año 1931 (Lit. N° 76, 1931). El diámetro de su caldera mide, entre los bordes superiores, 2 kilómetros aproximadamente. De su fondo interior se eleva un cono de erupción a la altitud de cerca de 400 metros, igual a la de los bordes más altos de la circunvalación.

Al Este del Antisana, ya en la zona subandina, el cerro volcánico del Sumaco (3900m) se ha superpuesto al alzamiento de Napo Galeras. De acuerdo con las investigaciones de G. W. Dyott (Lit. N° 87, 1929) la forma cónica del cerro manifiesta pocos rasgos de destrucción por la erosión. Alberga en su parte cimera un cráter de sólo 274 metros de diámetro. Al SE, a una distancia de 5 kilómetros del cráter principal, un cono satélite (2400m) está dotado de un pequeño cráter con una lagunita en su fondo.

Las lavas alcalínicas del Sumaco pertenecen al grupo de las tefritas (Lit. N° 15, R. J. Colony y J. H. Sinclair, 1928) y demuestran de este modo su parentesco con la familia petrológica atlántica, fenómeno importante, que nos ocupará en el capítulo de la Tectónica general.

La hoya de Latacunga-Ambato. El nudo de Sanancajas e Igualata

Un vistazo al mapa geológico enseña que los contornos oriental y occidental de la hoya carecen de Formaciones volcánicas cuaternarias, especialmente de conos sobresalientes de volcanes, encima de las cadenas cordilleranas. Sin embargo, las alturas de ambas cordilleras y sus declives hacia la depresión de la hoya están incrustados de material volcánico, pliocénico, entre lavas, arenas y cenizas. No se alzan nevados volcánicos en ningún lado, sino ya cerca del nudo de Sanancajas e Igualata.

En la Cordillera Occidental al Oeste de Latacunga se esconde en el valle del río Toachi entre las cadenas de las cordilleras de Guangaje-Isinliví y de Sigchos-Chugchillán la caldera del volcán Quilotoa. La historia de su estructuración puede haber decurrido como sigue:

A fines del Pleistoceno se habría abierto el canal de erupción en medio del fondo del valle, mediante la falla tectónica longitudinal paralela al rumbo de la cordillera, falla que facilitó la erosión del típico valle longitudinal del río Toachi. Probablemente un potente volcán estratiforme se habría edificado por superposición alternante de efusiones de las viscosas lavas ácidas de dacita anfibólico-biotítica y de material piroclástico suelto, arrojado por erupciones explosivas, correspondientes al mismo tipo de dacita. Al fin de la actividad del volcán habrían acaecido grandiosas explosiones que hicieron saltar a la atmósfera la mayor parte del cono del cerro y transformándolo en una gigantesca caldera de tres kilómetros de diámetro, de la cual aún habrían salido las últimas erupciones explosivas. Las enormes cantidades de material piroclástico de lava y piedra pómez arrojadas al aire se depositaron en los alrededores para ser acarreadas por lluvias y torrentes al fondo del profundo valle y acumuladas en espesores hasta de centenares de metros sobre el fondo.

Actualmente el río ha cortado un profundo cauce en el gigantesco terraplén y tomado su curso en torno de la circunvalación de la caldera. El fondo del cráter lo ocupa una laguna de agua salada y algo caliente de 16°, en contraste a la temperatura media de esta región de sólo unos 8°.

El borde más alto del cráter, de 4010 metros de altitud, no alcanza las elevaciones de las cordilleras vecinas, pero sobresale por 440 metros sobre el nivel de la laguna interior. Del agua turbia de color amarillento verdusco brotan moderadas cantidades de gas carbónico. Descripciones detalladas del interesante volcán las han suministrado T. Wolf (Lit. N° 97, 1892, pp. 361-362 y 638), W. Reiss (Lit. N° 83, 1921, pp. 135-137) y W. Bergt (Lit. N° 8, 1914).

Las acumulaciones de bombas volcánicas, guijos, arenas y cenizas de piedras pómez se extienden río arriba y abajo, a gran distancia, y constituyen terrazas planas en las que el río ha excavado su cañón de laderas escarpadas hasta descubrir el fondo de su lecho original cortado en las antiguas pizarras y porfiritas.

El carácter petrológico del material volcánico producido por las erupciones del Quilotoa es el de las dacitas biotíticas y anfibólica-biotíticas. Este tipo bien ácido asigna una edad joven al Quilotoa, es decir, la atribuye a la última fase explosiva del volcanismo pleistocénico.

Las dacitas en cuestión presentan generalmente normales texturas y estructuras compactas porfídicas. Pero se ostentan también lavas dacíticas de singulares texturas, aparentemente pizarrosas. No se trata de la sencilla agrupación de ciertos minerales en hileras, como muchas veces ocurre en las comunes texturas fluidales de las lavas; tampoco de efectos de presiones orogénicas posteriores a la solidificación de la lava, sino de trituración y aplastamiento de componentes minerales, en primer lugar, de los grandes fenocristales de plagioclasa y cuarzo. La observación microscópica revela que, por el flujo de la lava viscosa, ya en vía de solidificarse, los fenocristales no sólo fueron rotos y triturados, sino que los montoncillos de las partículas resultantes de la trituración han sido aplastados y estirados por el movimiento del flujo, fenómenos que causaron la pizarrosidad aparente de estas rocas (Lit. N° 46, 1893, pp- 198-201 y 213-215 y Lit. N° 8, 1914).

Las cordilleras de **Sigchos y Chugchillán, de Isinliví y Guangaje** bordean los lados Oeste y Este del río Toachi. Consisten de estratos sedimentarios del Cretáceo en posición erguida por el plegamiento, y de rocas volcánicas antiguas de la Formación Diabasa-porfirita, de vez en cuando perforadas por intrusiones de rocas plutónicas de diorita. La cordillera de Isinliví ha sido cubierta por derrames de andesitas pliocénicas. La posterior erosión glaciar y las aguas torrenciales habían eliminado en parte los mantos volcánicos. A fines del Pleistoceno, las erupciones del Quilotoa, nuevamente arrojaron masas sueltas que en su mayoría se reunieron en el fondo del valle del río Toachi, como antes fue expuesto, o restos de ellas quedaron en las alturas de las cordilleras.

Las lavas pliocénicas están representadas por andesitas piroxénicas y anfibólicas y por tipos de transición. Afloran en primer lugar en la cordillera de Isinliví-Guangaje y en los alrededores de Pujilí, mientras en la cordillera de Sigchos-Chugchillán su extensión disminuye mucho.

Hacia el Sur el aspecto geológico no cambia esencialmente hasta donde los grandes volcanes pleistocénicos Carihuairazo y Chimborazo se elevan abruptamente sobre los lomos de la Cordillera Occidental.

Respecto de las cordilleras de Zumbahua y Angamarca, que son parte de la Cordillera Occidental entre Quilotoa y Chimborazo, hay que mencionar las áreas de rocas pliocénicas con el afloramiento de andesitas del plioceno, por ejemplo, las andesitas piroxénicas de Mulacorral (3774m) y Quillu-urcu (4530m). Asimismo, las andesitas anfibólicas y transiciones entre ambos tipos, en Quillu-urcu y en el filo Puca-yacu, sobre la hacienda Tigua.

La prolongación de la cordillera de Angamarca (cordillera de Leigua?) exhibe del mismo modo mantos pliocénicos de andesitas piroxénicas que afloran además en la quebrada Quinoacorral y en la del río Moya, en el flanco occidental del cerro Capadia, al Oeste del Chimborazo.

Situado delante de la cordillera de Angamarca, ya en la cercanía de Ambato, llama la atención un conjunto de serranías volcánicas con los cerros Quispicasha (4530m), Casahuala y el cono característico del Sagatoa (4153m), el último ubicado al borde Oeste de la depresión interandina. Parecen pertenecer al volcanismo pliocénico, menos el Sagatoa que por su forma cónica poco alterada bien podría tener menor edad.

Andesitas piroxénicas y anfibólico-piroxénicas caracterizan la composición petrográfica del Quispicasha y Casahuala. En el Sagatoa y el cerrito de Unamunchu, al pie del anterior, afloran andesitas piroxénicas que forman una corriente de lava al lado Sur del cerro, cerca de la hacienda de Tilulán (2800m).

Los alrededores de Ambato se distinguen por las enormes masas de tobas volcánicas y brechas pumíceas, entre ellas la famosa toba brechosa de piedra pómez llamada “piedra de Pishilata”, representan también petrológicamente el tipo andesita piroxénica. La piedra de Pishilata sirve, en esta región, de piedra de construcción por ser fácilmente labrada.

Un extenso complejo volcánico circunda el nudo de Sanancajas y delimita la hoya hacia el Sur. Se alzan allá en la Cordillera Occidental los grandiosos volcanes apagados Chimborazo y Carihuairazo. La depresión interandina misma la barrerán en posición transversal, los volcanes Igualata, Mulmul y Llimpi. Frente a ellos y separado por el profundo valle del río Chambo se ha superpuesto, al borde occidental de la Cordillera Real, el activo volcán Tungurahua.

El Chimborazo (6310m), rey de los Andes ecuatorianos sobrepasa a todos los demás volcanes y cerros. Su base tiene 20 kilómetros, aproximadamente, de diámetro, entre las haciendas Chuqui-poquio y Cunucyacu. El enorme macizo se alarga en dirección Este-Oeste y hace observar de este modo la singularidad de su estructura interna.

Al Sur del Coloso, la serranía de la Calera y en su prolongación austral el páramo de Puyal están desprovistos de andesitas pliocénicas. El llamativo cerro negro Yanarumi (4156m), aunque vecino del Chimborazo, exhibe los característicos conglomerados del Cretáceo Superior y marca el extremo septentrional del páramo de Puyal. Asimismo, en el fondo del valle del río Totorillas, entre el Chimborazo y el Yanarumi, aparecen pizarras y areniscas cretáceas.

En cambio, al Norte del Chimborazo y Carihuairazo, los mantos volcánicos del Plioceno cubren en mayor o menor extensión las alturas de la Cordillera Occidental. Han tenido origen, por erupciones lineares a lo largo de una falla longitudinal, como en las demás regiones volcánicas de la cordillera. Otra zona fallada, representada por el nudo de Sanancajas-Igualata, atraviesa la depresión interandina transversalmente. En el cruce de ambos sistemas rupturales resurgió con violencia la actividad volcánica del Pleistoceno, creando el conjunto volcánico del Chimborazo y Carihuairazo.

Aparentemente, ambos volcanes se hallan edificados sobre un zócalo pliocénico, después de haber abierto sus chimeneas en las anteriores rupturas pliocénicas, cuando durante el Pleistoceno se produjeron nuevos movimientos de dislocación vertical en las fallas pre-existentes, facilitando de tal modo el ascenso del magma andesítico. Aunque entre la composición petrográfica de las andesitas pliocénicas y la de las andesitas pleistocénicas no existen diferencias notables, como se ha observado en otros lugares, el dispositivo geológico y tectónico afirma la existencia de un zócalo andesítico pliocénico para ambos volcanes, como en efecto aflora al Norte y Noroeste de los mismos.

Regularmente se ofrece al observador el lado Sur del Chimborazo, en tanto que el lado Norte se oculta casi siempre detrás de nieblas y nubes. Además, el acceso a los multiformes flancos septentrionales del cerro, que se alarga sobre todo en dirección Oeste-Este, está dificultado por la falta de caminos reconocibles y la rudeza del clima en este lado.

Al famoso geógrafo Hans Meyer (Lit. N° 65, 1907, pp. 74-76) se le ocurrió la errónea conclusión de que el macizo volcánico entero hubiera sufrido destrucciones por el ataque de los glaciares en todas sus partes con igual efecto, y por eso en su concepto el Chimborazo debería ser considerado en toda su extensión como volcán homogéneo, edificado dentro de una sola secuencia de singulares erupciones que corresponderían a un acto creador único del volcanismo pleistocénico.

Pero el Chimborazo, visto desde el Sur, ya muestra diferencias espectaculares de su modelado, entre la parte baja oriental, que exhibe dos profundos nichos o “Kares”, y su mole más alta occidental con sus faldas poco surcadas por la acción erosiva de los ventisqueros.

Desgraciadamente, a causa del mal tiempo, H. Meyer, no pudo estudiar detenidamente los costados nororientales del cerro. En este lado observó únicamente los extremos inferiores de unos glaciares grandes, que asomaban por debajo de las nubes, sin poder averiguar la configuración del cerro en los lugares donde nacieron tales enormes glaciares.

En realidad, el aspecto del lado septentrional revela diferencias fundamentales entre las partes baja oriental y alta occidental del macizo, aun mucho más evidentes que en el lado Sur, tanto más que la destrucción, en este flanco Norte, por causas climáticas en general, ha avanzado en escala mayor que en el flanco Sur. A pesar de esta circunstancia, la parte alta occidental del lado Norte se encuentra sólo en comienzos de sufrir los ataques de los hielos glaciarios, mientras la parte baja oriental ya está medio demolida.

Por eso y a base de estudios detenidos se ha comprobado que el Chimborazo se compone de dos volcanes de diferente edad, estrechamente unidos, o, en otras palabras, que el Chimborazo es un volcán doble, constituido por un volcán antiguo oriental, reducido a ruinas por la acción erosiva de los glaciares, y otro volcán joven occidental de forma cónica notablemente conservada, ambos en tan cercana yuxtaposición que los centros de las chimeneas distan sólo 3.5 kilómetros. La cubierta de hielo disimula en parte la estructuración. Por eso el lado Sur del macizo ofrece, a vista superficial, el aspecto de un complejo relativamente uniforme.

El volcán occidental más joven se ha acoplado se ha acoplado, en el proceso de su edificación, al cono del volcán oriental ya existente de tal modo que entre ambos quedó finalmente sólo una ensillada poco honda, que se manifiesta bien, bajo la actual cubierta de neviza y hielo, como depresión entre las cimas Media y Sur (véase el croquis de los glaciares del Chimborazo N° 4, y Lit. N° 98, W. Sauer, 1949).

En cuanto al lado Sur, se han descrito los accidentes morfológicos más interesantes: en la sutura de ambos volcanes fue excavado por la erosión glaciar el profundo nicho o "Kar" que en su fondo alberga el glaciar regenerado "Carlos Pinto". A su lado oriental, otro circo glaciar había sido erosionado por el glaciar "Nicolás Martínez", hondamente cortado en el cuerpo del cono oriental, dejando entre ambos nichos uno de los así llamados "Strebepfeiler" o pilares arbotantes, significativos, en la clasificación de las formas exteriores de los volcanes, del sistema establecido por A. Stübel (Lit. N° 82, 1897). De la cima Este nacen los glaciares "Boussingault" y "García Moreno". En tanto que el último se alimenta por un extenso campo de neviza, los dos anteriores son glaciares del tipo regenerado, es decir, los bloques de hielo caídos de la cima Media y Este se sueldan en el fondo del nicho y se transforman en masas compactas de hielo por el proceso de regelación, consolidándose en el fondo del "Kar" como un glaciar regenerado. En el lado oriental, la Piedra Negra forma un resto de un "pilar arbotante".

La circunvalación de la amplia caldera del volcán oriental ha sido rota y demolida por los glaciares "T. Wolf" y "Carlos Zambrano", glaciares que salen de la caldera en dirección Noreste por una brecha ancha. Las cimas Media y Este y la "Piedra Negra" constituyen los restos más altos de la circunvalación anterior. Las verticales escarpas del lado interior de la misma caldera ostentan las murallas empinadas "Augusto Martínez". Con mucha claridad se manifiesta en el corte la estructura interior del cono oriental. Los mantos lávicos separados entre sí por capas de arena y ceniza volcánica, en superposición alternante y pseudo-paralela característica, caen hacia el Oeste y Suroeste con inclinación opuesta a la del manto cónico del volcán occidental.

Las cimas Norte, Oeste (Whymper) y Sur (Veintimilla) del volcán occidental indican las elevaciones del borde del Cráter, veladas por el potente casquete de hielo, y circundan el campo de alimentación del enorme glaciar “Reschreiter” de 8 kilómetros de longitud total, que desciende serpenteando hacia el Noreste y rodea los declives exteriores de la circunvalación del volcán oriental.

Del mismo campo de alimentación salen otros potentes glaciares: “Hans Meyer” y Abraspungo.

En cambio, los glaciares de los lados Oeste y Sur, cuanto más alejados del paso de Abraspungo, tanto más disminuyen de potencia por falta de suficiente alimentación como la suministrada por las precipitaciones atmosféricas que tanto distinguen el valle de Abraspungo al lado Norte del Chimborazo. Los glaciares del lado Sur, a causa de las condiciones climáticas especiales, muéstranse en la actualidad apenas alimentados por precipitaciones atmosféricas y permanecen por eso casi inmóviles, produciendo sólo muy pequeñas cantidades de aguas de deshielo para la irrigación, siendo de notar que este poco se pierde en los terrenos permeables de las morrenas y masas piroclásticas sueltas. En el subsuelo del fondo, las aguas filtradas penetran en las antiguas corrientes y mantos lávicos profundamente agrietados, para luego ser reunidas y conducidas a terrenos más bajos donde reaparecen como fuentes caudalosas en Chuquipoquio, San Andrés y otros lugares.

Las rocas volcánicas del Chimborazo pertenecen a los tipos de andesitas piroxénicas y anfibólicas y otros tipos de transición de andesitas anfibólico-piroxénicas. Los dos volcanes el oriental y el occidental, que comprenden el macizo, no pueden ser distinguidos por diferencias en la composición petrográfica de sus rocas. Evidentemente prevalecen en el volcán oriental los tipos piroxénicos, que en general forman gran parte de la composición de ambos volcanes y de las corrientes lávicas que se han derramado hasta mayores distancias del cerro.

Al Noreste del Chimborazo se eleva el Carihuairazo (4990m); la circunvalación de su caldera de 2 kilómetros de diámetro había sido rota en el Pleistoceno por la erosión glaciar. Una enorme brecha se abre hacia el Noreste, y las cúspides de la circunvalación, irregular y peñascosa, están cubiertas por neviza y hielo. De la ensillada que se abre entre dos picos del lado Suroeste, baja un glaciar al valle de Abraspungo. Anteriormente, en el Pleistoceno, todos los glaciares del lado meridional del Carihuairazo y, en especial, del lado septentrional del Chimborazo se unían en este valle para formar un gigantesco glaciar, que lo llenó en toda su amplitud dejándolo aún reconocible como antiguo valle glaciar, por su característico perfil transversal en forma de U, extendiéndose hacia la depresión interandina en una longitud de treinta kilómetros aproximadamente.

Respecto a la composición petrológica de las rocas constitutivas del Carihuairazo existe una cierta regularidad, de modo que las lavas de las pendientes exteriores del cono demolido, es decir las lavas, que corresponden a las últimas erupciones andesíticas de tipo básico, se pueden reconocer como andesitas piroxénicas, en tanto que en los cortes de la brecha afloran, hacia el interior del cráter, entre los tipos básicos también andesitas más ácidas, tales como anfibólico-piroxénicas y anfibólicas.

Del Carihuairazo nació, al pie oriental, el pequeño volcán satélite Puñalica (3996m), un cono de basalto feldespático olivínico, como producto de la última fase eruptiva.

Un parecido fenómeno lo constituye el **Yanaurcu** (3285m) de Calpi, en dependencia del centro volcánico del Chimborazo. Ambos indican el volcanismo final.

Opuesto al Chimborazo y Carihuairazo, y separado de ellos por la ensillada de Sanancajas y el valle del río Mocha, se despliega el complejo volcánico montañoso del nudo de Sanancajas-Igualata. Está dominado por el cono ancho y tendido del volcán Igualata (4432m), que se une hacia el Noreste por la meseta de Savañac (4343m) con el Mulmul (3836m) y el Llimpi (3744m).

La cubierta de cangagua de la cima y de las faldas del Igualata oculta por lo regular las rocas que componen el cerro. Sin embargo, de los valles que divergen de la cima a todos lados y surcan el manto del cono, afloran las lavas de andesitas piroxénicas.

En el Llimpi y Mulmul preferentemente se manifiestan también andesitas de este tipo, aparte de transiciones a andesitas anfibólico-piroxénicas y anfibólicas. El último tipo parece restringirse a cantos rodados de la quebrada de Ilapo, al Sureste de Igualata.

Al Sur del Igualata, en el fondo de la hoya propia de Riobamba, se encuentran muchos afloramientos de lavas andesíticas, sea en los cortes de los ríos, sea en las lomas y cerritos que emergen de las llanuras formadas por el acarreo y la sedimentación torrencial y fluvio-lacustre de material volcánico suelto de todo tamaño y estructura (bombas, cantos, arenas, cenizas y las multiformes masas pumíceas).

Se trata, por ejemplo, en los alrededores de los pueblos San Andrés, San Antonio y Calpi, de corrientes lávicas de andesita piroxénica, y también en Riobamba misma la colina de Taita Pareja se compone de una andesita idéntica.

En la famosa quebrada de Pucahuaicu, cerca de San Luis, y además en los alrededores de Licán afloran andesitas anfibólico-piroxénicas.

Como ya fue mencionado, el borde oriental de la hoya de Latacunga-Ambato carece, entre el Cotopaxi en el Norte y el Tungurahua en el Sur, de productos de la actividad volcánica del Pleistoceno. Así, la faja occidental de la Cordillera Real y sus vertientes hacia la hoya, están cubiertas de materiales volcánicos del Plioceno; en primer lugar, de mantos de lava compacta de mayor o menor extensión, a veces de enormes espesores, cuando los mantos de repetidas erupciones se han superpuesto uno sobre otro. Todas estas Formaciones volcánicas han resultado de erupciones lineares efectuadas por las rupturas y fallas longitudinales, a lo largo de las cadenas occidentales de la Cordillera Real, que bordean la hoya.

Las cordilleras de Pansache, Pisayambo y Píllaro marginan, como cordilleras secundarias de la Cordillera Real, la hoya en el Este y ocultan los estratos cristalinos de las alturas occidentales de la cordillera principal debajo de sus acumulaciones volcánicas, ya mencionadas, del Plioceno, cuya composición petrográfica corresponde a la de andesitas básicas del tipo olivino-piroxénico. Sólo en grado mucho menor participan tipos algo más ácidos como las variedades de transición a las andesitas anfibólicas y biotíticas.

El activo volcán Tungurahua (5016m) ha erigido su cono en el borde Sur de la honda brecha que el río Pastaza ha roto siguiendo una falla transversal, a través de la Cordillera Real cerca de Baños. Parece haberse superpuesto inmediatamente sobre las rocas cristalinas de la Cordillera Real, en la zona fallada, que ha servido para facilitar la formación de la chimenea y que cruza el valle del río Pastaza entre Lligua y Baños (Lit. N° 96, 1946, p. 32).

Muy importantes noticias sobre las erupciones históricas del volcán fueron reunidas por Nicolás A. Martínez (Lit. N° 64, 1938). Sobre el aspecto geológico del Tungurahua ha tratado Augusto N. Martínez (Lit. N° 62, 1903-1905).

Una extensa corriente de lava ha rellenado en tiempos prehistóricos el fondo del valle del río Pastaza; errumpió del lado septentrional del Tungurahua por la Reventazón del Pondoa, al pie del cono, acumulando el terraplén volcánico que ocupa el pueblo de Baños. Siguió derramándose río abajo por el valle hasta terminar cerca del río Verde grande, afluente izquierdo del río Pastaza, a una distancia de 20 kilómetros de su origen. Aunque se trata de lavas compactas y resistentes a veces de muy grande espesor, de andesitas piroxénicas, la mayor parte de las acumulaciones fueron removidas por la fuerza erosiva del río hasta que, en la actualidad, sólo restos de la larga corriente lávica han podido conservarse en los rincones de las desembocaduras de valles laterales, donde constituyen plataformas macizas de hasta 80 metros de altura sobre el nivel del río. De los bordes de las plataformas caen las aguas de los afluentes en cascadas al río Pastaza.

Los escombros de la lava destrozada fueron transportados por el río como cantos y guijos rodados y acarreados con otras masas detríticas a las terrazas fluviales al pie de la Cordillera Real formando además las mesas de la región oriental subandina.

Las andesitas piroxénicas componen también el cono del Tungurahua y los bordes del cráter. A veces se observa un contenido insignificante de olivino. Unas lavas indican la tendencia de transición a basalto.

Al Sur del Tungurahua las alturas occidentales de la Cordillera Real están cubiertas por mantos volcánicos pliocénicos de andesita piroxénica que integran a la vez el zócalo de El Altar. Se prolongan por la cadena de Cubillín hasta los páramos de Alao y Cebadas para, finalmente, encontrarse con las andesitas anfibólicas del Azuay. En las cordilleras de Alao y Cebadas afloran, aparte de las andesitas, las rocas cristalinas antiguas en grandes extensiones.

Unos veinte kilómetros al Sur del Tungurahua el cerro volcánico pleistocénico El Altar (5319m) corona la Cordillera Real. Su amplísima caldera en gran parte está demolida y rota hacia el Oeste por un glaciar que se alimenta de las nevizas y hielos acumulados en el fondo de la caldera. Las rocas principales del cerro, tanto en su base como en los picos de la circunvalación peñascosa, son andesitas piroxénicas parcialmente en transición a basaltos. Un filón de basalto comprueba este fenómeno.

Cerca de 40 kilómetros hacia el Sur, antepuesto, en dirección oriental, a las alturas de la Cordillera Real sigue construyendo su alto cono el gran volcán activo Sangay (5230m). A causa del horrible terremoto de 1949, que ha devastado extensas regiones de la provincia de Tungurahua, fue interrumpida su actividad anteriormente continua. A su pie aflora andesita anfibólica en la quebrada del río Volcán y probablemente aún pertenece al manto pliocénico del zócalo. En general, el Sangay ha producido andesitas piroxénico-olivínicas, indicando ya el volcanismo final, que bien podrían ser reconocidas como basaltos feldespáticos. El contenido de sílice en la lava más moderna baja a 51.41%.

La hoya de Riobamba está delimitada hacia el Sur por los Cerros de Yaruquíes, con las elevaciones del Tulabug y Aulabug. Al Sur de la poco accidentada depresión del río Guamote asciende el terreno a los páramos del **Nudo del Tiocajas,** y cae rápidamente al profundo valle de Alausí. Más al Sur siguen los **páramos de Achupallas y Zula** y al fin se eleva el **macizo del Azuay.**

Predominan en estas regiones variedades ácidas de andesitas, que se tornan en dacitas biotíticas en la zona de Punín.

Andesitas anfibólicas afloran hacia el río Guamote, donde en ciertos lugares aparecen andesitas piroxénicas básicas. Asimismo, se componen de estos tipos de andesitas los cerros de Tulabug y Aulabug en las orillas occidentales del río Chambo, cerca de Licto, representando transiciones a verdaderos basaltos. Probablemente se trata en este último caso de erupciones posteriores a la fase volcánica del Plioceno.

Dacita anfibólica caracteriza la región de Palmira y andesitas anfibólicas están ampliamente propagadas en las comarcas de Tixán y Alausí hasta Chunchi, el nudo del Azuay, Tambo y el río Molobog y la zona de las famosas ruinas incásicas de Incapirca y Paredones.

La circunvalación del antiguo y en su mayor parte demolido cráter de Tixán, con sus minas de azufre, exhibe andesitas piroxénicas.

Entre Riobamba y Azogues se estrechan los Andes en tal forma que no se ha originado una depresión ruptural para separar la Cordillera Occidental de la Cordillera Real. Son zonas ocupadas por Formaciones volcánicas del Plioceno cubiertas en parte de tobas volcánicas, sedimentos fluvio-lacustres y glaciarios del Pleisto y Holoceno, todo el conjunto poco montañoso. De este modo la comarca, entre la hoya de Riobamba en el Norte y el valle del río Alausí y Chanchán en el Sur, ofrece un aspecto muy interesante, porque muestra el modelado antiguo de un paisaje maduro en el sentido morfológico. Aunque se habían abierto grietas tectónicas que hicieron ascender el magma, acumulando masas volcánicas extensas durante el Plioceno; sin embargo, no se originaron depresiones rupturales, o sólo en escala poco notable. Así el paisaje antiguo poco accidentado se levantó como un bloque continuo, unido con ambas cordilleras durante el proceso de levantamiento de la Sierra, sin estar expuesto a las rupturas y dislocaciones tectónicas que habían sufrido las demás zonas del Norte andino, afectadas por el alzamiento de las Cordilleras Real y Occidental.

Magmatismo subsecuente y final de la región andina septentrional

Los resultados de prolijos estudios sobre el volcanismo del Plioceno y Pleistoceno y el actual coinciden con las conclusiones sacadas por H. Stille (Lit. N° 121, 1924) respecto a las diferentes fases del regular magmatismo acompañante de las eras orogénicas.

Las andesitas y dacitas del Plioceno constituyen los productos del volcanismo (magmatismo) subsecuente, que había subseguido a la orogenia de la fase principal eocénica o miocénica respectivamente; estas rocas volcánicas en contraposición al básico magmatismo inicial representado por la Formación Diabasa-porfirita, son de tipo que va de ácido a intermedio, predominantemente, y tienden por fin a tornarse en tipo básico (basalto), convirtiéndose de este modo en productos del volcanismo final de carácter completamente básico (atlántico) que corresponde ya al estado cratónico del geosinclinal consolidado.

Como hemos visto, el reavivado volcanismo pleisto-holocénico en el Ecuador no está relacionado con ninguna fase orogénica. Según H. Stille (Lit. N° 126, 1958) su origen debe ser deducido de la palingénesis de infraposición tectónica, cuyos efectos perduran aún en la actualidad. El desarrollo especial de esta palingénesis permite también explicar los casos singulares del volcanismo pleistocénico en que, los volcanes en vía de extinguirse, muchas veces producen lavas ácidas muy en contra de la regla ordinaria de terminar la actividad volcánica por erupciones de magma básico. Así se puede observar que recaen en expulsar magma ácido (dacítico), finalizando su actividad por formidables explosiones tan violentas que la mayor parte del cono ha sido arrojado a la atmósfera (Mojanda, Pululagua, Quilotoa) o, por lo menos, dejando una amplísima caldera (Pichincha, Atacazo, Rumiñahui y otros).

Las últimas manifestaciones eruptivas de un volcán se han producido también por erupciones laterales de masas dacíticas ácidas. Es posible también que a causa de la obstrucción de la chimenea principal se hubiera formado un embudo de explosión secundario (Cuicocha al pie del Cotacachi) o que, por un pequeño cráter de erupción lateral, se produjera el derrame de una corriente de lava dacítica (Antisanilla al pie del Antisana). No en todos los volcanes apagados se han manifestado productos de la fase ácida terminal.

En el Pasochoa, el Rumiñahui y otros volcanes apagados, filones basálticos cruzan los mantos de andesita piroxénica, mantos que se presentan en los cortes interiores de la caldera en estratificación pseudoparalela. Sin duda se trata de intrusiones basálticas por grietas que no se abrieron sino hacia el fin de la actividad eruptiva del volcán.

Así, en los diversos casos, se ha hecho notable una diferenciación final del resto del magma, sea hacia el tipo ácido, sea al básico. El caso primero corresponde a la regularidad de las múltiples observaciones sobre el proceso de extinción de los singulares volcanes, en tanto que el caso segundo tiende al desarrollo de la línea general seguida por el magmatismo orogénico, es decir a cambiar el carácter intermedio de las andesitas del volcanismo subsecuente para convertirse en el volcanismo final básico. En el Cotopaxi, por ejemplo, se han manifestado dos periodos de actividad volcánica, como fue expuesto anteriormente.

El Reventador, cercano a la falda oriental de la Cordillera Real, representa el caso de transición al básico magmatismo final. A pesar de su incipiente parentesco petrográfico con basaltos limburgíticos, sus lavas de basalto feldespático con olivino, aún pertenecen al tipo pacífico del magmatismo andino, como todas las manifestaciones anteriores del volcanismo, cuyas rocas están marcadamente distinguidas por su contenido de feldespatos calco-sódicos, es decir derivadas de un magma de constitución acentuadamente cálcica, que caracteriza la familia petrográfica “pacífica”.

Muy al contrario, en la región subandina, el volcán Sumaco del alzamiento Napo-Galeras (Oriente), difiere esencialmente del tipo pacífico. Sus lavas alcalínicas, con feldespatoides alcalínicos, se atribuyen a la familia petrográfica “atlántica” y por eso representan un elemento extra-andino del subsuelo completamente cratónico. Según H. Cloos (Lit. N° 20, 1936, pp. 144-145) el magma de la familia pacífica toma parte en la orogenia por plegamiento, a base de movimientos compresivos horizontales, en tanto que las erupciones del magma atlántico acompañan la orogenia por movimientos tectónicos verticales, implicados en los procesos propios de la orogenia y no causados por los movimientos de alzamientos epirogénicos posteriores.

En realidad, el alzamiento de Napo-Galeras está libre de indicaciones de plegamiento por presión horizontal. Su origen se radica en movimientos tectogénicos verticales, en parte rupturales. Según los perfiles (secciones 1 – 10) que H. J. Tschopp ha publicado (Lit. N° 139, 1953, pp. 2340-2341), faltan plegamientos u ondulaciones en el subsuelo al Este del alzamiento. Desde debajo, el fondo del mar mesozoico – fondo constituido por el escudo brasilero regenerado y consolidado durante la era varística – había subido el magma atlántico, abultando el alzamiento y expulsando por una grieta ruptural las lavas atlánticas que formaron el mismo volcán Sumaco.

En la Cordillera Occidental todos los volcanes pertenecen petrológicamente al magma de la familia "pacífica", y están apagados, con excepción única del Guagua Pichincha que todavía manifiesta una reducida actividad de fumarolas y se encuentra ya en vía de apagamiento temporal o definitivo.

También los volcanes de la Cordillera Real hacen patente un estrecho parentesco petrológico con la familia "pacífica", entre ellos los volcanes activos Cotopaxi, Tungurahua, Sangay y, en menor escala, el Reventador, este último aparentemente en transición a la familia atlántica del volcanismo final.

Así queda afirmada la tendencia según la cual, en el transcurso del tiempo, se había dislocado del Oeste hacia el Este el orden temporal de cambiarse el carácter magmático y, a la vez, la actividad volcánica misma, fenómenos que naturalmente coinciden con la dirección en que se mueve del Oeste al Este la onda de los accidentes orogénicos en la tectogénesis.

De este modo, en la Cordillera Occidental terminó el plegamiento de la era neoandídica ya a principios del Terciario (Eoceno); faltan capas terciarias en el complejo plegado de la Cordillera Occidental del Norte del país, mientras que, durante el Mioceno, las compresiones y desplazamientos orogénicos causaron en las regiones intercordilleranas, especialmente en el Sur del país, un plegamiento considerable que en el Oriente perduró aun en el Mio-plioceno.

V. Las glaciaciones pleistocénicas

(Lit. N° 98, W. Sauer, 1949, pp. 15-40)

De la mayor importancia para la clasificación cronológica de las Formaciones cuaternarias son los diversos periodos de glaciaciones, que fueron, por su parte, influenciadas por movimientos epirogénicos verticales de los Andes, (levantamientos y hundimientos).

Esta influencia fue tal que se hace difícil el desciframiento de las huellas que los diferentes periodos glaciarios han dejado como Formaciones de sedimentación y erosión.

Los hielos glaciarios que se pueden observar aún en la actualidad en las más altas cimas de las cordilleras, constituyen los restos de los mantos y corrientes de hielo – mucho más extensos en el Pleistoceno – los cuales, con relación al nivel actual más alto del límite de la nieve perpetua, han retrocedido a estas alturas.

Glaciaciones y periodos interglaciarios

Correlativamente a las oscilaciones cuaternarias del clima descendió el límite de la nieve durante los periodos glaciarios y, por el contrario, ascendió en los periodos interglaciarios y en el Postglacial. Las consecuencias de estas oscilaciones altitudinales de los límites de la nieve perpetua fueron robustecidas o debilitadas en el país por los levantamientos y hundimientos tectónicos de la región andina (véase Esquema N° 18).

A principios de la época cuaternaria, las más altas crestas de las cordilleras alcanzaron altitudes muy poco por encima de los 3000 metros de manera que sólo en pequeña proporción sobrepasaron el nivel altitudinal de la nieve perpetua, el cual descendía al empezar el Pleistoceno a causa del cambio climático.

A consecuencia de éste, el descenso general de temperatura ocasionó, en primer lugar, en las alturas todavía reducidas de las cordilleras, un periodo de elevada pluviosidad sin fenómenos de glaciación importantes.

En cambio, reconocemos las huellas de glaciaciones diluviales y su mayor extensión, con claridad más precisa, en los periodos siguientes de glaciación, que estuvieron acompañados del levantamiento creciente de la región cordillerana y del descenso más fuerte del límite de la nieve perpetua, cuando pudieron extenderse en áreas más amplias las acumulaciones de la nieve y su transformación en neviza y hielo glaciario.

El desarrollo de las diversas formas de glaciación en los tiempos siguientes muestra, de igual modo, una más grande diversidad, en especial, porque aparece en el escenario de las actividades geológicas el tercer factor que es el volcanismo pleistocénico reavivado. Sobre las cadenas montañosas, todavía bastante planas al principio del periodo del alzamiento cuaternario, fueron construidos, uno tras otro, los potentes macizos volcánicos, con lo cual enormes masas montañosas entraron en las alturas heladas, superponiéndose sobre el alzamiento tectónico y aumentando así las regiones de alimentación de los glaciares. Las investigaciones hasta ahora realizadas (Lit. N° 98, 1949, W. Sauer) han descubierto la existencia de cuatro principales periodos glaciarios, incluyendo el primer periodo pluvio-glaciar, que se han hecho reconocibles por los restos dejados en la acción directa o indirecta de los hielos glaciarios y, naturalmente, también por la aparición de los periodos interglaciales.

El periodo pluvio-glacial será llamado en adelante, abreviadamente, primera glaciación.

Estudiando los vestigios y los sedimentos originados por los glaciares, en la forma característica de las morrenas y depósitos fluvio-glaciarios, e investigando además sus efectos erosivos, como los representan los típicos valles de forma de “U” y las rocas aborregadas, estriadas y pulidas, es posible fijar la extensión areal de las distintas glaciaciones diluviales del país.

Por otra parte, las diferentes sedimentaciones de los tiempos interglaciares ofrecen la posibilidad de establecer y clasificar las glaciaciones según su orden de edad.

Carácter petrológico de los sedimentos pleistocénicos

De una manera general, puede decirse que el material de que se componen las rocas cuaternarias en la región andina del Norte del país, consiste casi completamente de productos volcánicos porque en esta región volvió a aparecer, en el Cuaternario, la actividad volcánica.

Las depresiones interandinas son los sitios en que adquieren mayor potencia los depósitos lacustres y fluviales, con intercalaciones aisladas de lava compacta. Hacia las montañas y en los flancos mismo de ellas disminuyen los sedimentos, y desaparecen por completo en las laderas más inclinadas, que son los lugares de erosión predominante. Las partes más profundas de las depresiones se han rellenado casi exclusivamente de estratos lacustres, fluvio-lacustres, glacio-lacustres y morrénicos del Cuaternario antiguo. Sólo en los paquetes superiores de los sedimentos se encuentran intercalaciones eólicas, las cuales demuestran que, temporalmente, durante los periodos interglaciares secos han tenido lugar desecaciones de las depresiones, originando sedimentos propiamente terrestres, encima de los depósitos lacustres y fluviales. Los alzamientos continuos de la cordillera han profundizado las bases de erosión de las hoyas interandinas, bases situadas en los flancos exteriores de las cordilleras, y así han ahondado los lechos de los ríos, los cuales efectúan el desagüe de las hoyas, contribuyendo de tal modo a la desecación periódica de las hondonadas interandinas.

Los repetidos hundimientos rupturales de las regiones interandinas han dado origen siempre a nuevas posibilidades para la reaparición de acumulaciones extensas de agua en forma de lagunas en tales regiones; acumulaciones acompañadas de potentes sedimentaciones acuosas que aumentaron cada vez más en la misma proporción que la de las precipitaciones atmosféricas y de las aguas de deshielo, durante los periodos glaciarios y su declinación. Sin embargo, existe una clara tendencia a disminuir la potencia de las Formaciones lacustres, hacia las partes superiores de los perfiles cuaternarios, y, por el contrario, a aumentar las potencias de las intercalaciones eólicas, que, finalmente, en el tercer periodo interglaciar, han llegado a tan alto grado que los subsiguientes sedimentos glaciarios y lacustres de la cuarta glaciación han perdido en importancia casi completamente.

Dificultades especiales se oponen a la tarea de llevar a cabo la correlación y sincronización de la edad de las diferentes clases de depósitos del Pleistoceno. De sitio en sitio cambian las acumulaciones volcánicas, en cuanto a su naturaleza petrográfica, a su magnitud y a su posición geológica, según estén más cerca o más lejos de los volcanes vecinos, según la actividad de estos volcanes y el carácter petrológico de sus productos, según su posición respecto a las direcciones principales de los vientos y según las calidades de los demás agentes geológicos, como la dirección y la fuerza de los ríos y ventisqueros. A esto se agrega aún más la falta de constancia del nivel altitudinal de las sedimentaciones, eólicas periclinales, para completar el caos aparente.

Estratos guías

Pero afortunadamente ciertos estratos están caracterizados, sea por su composición petrológica, sea por su origen geológico, sea por su contenido de fósiles, de tal manera que pueden servir de estratos guías.

En primera línea hay que considerar las morrenas glaciarias como capas de guía, en especial las morrenas basales. Pero existe la desventaja de que estos sedimentos muestran una marcada variabilidad en cuanto a su potencia y a su aparición, restringida a determinados lugares. Sus prolongaciones a mayor distancia, consisten en sedimentos fluvio-glaciarios, lacustres y glacio-lacustres.

Los enormes depósitos sedimentarios, de centenares de metros de potencia en las depresiones interandinas, no se han formado propiamente a causa de la acción erosiva del agua en las regiones montañosas, sino que son preferentemente el resultado de la acción acumuladora de las aguas torrenciales, fluviales y lacustres que han concentrado en las depresiones interandinas las masas sueltas incesantemente arrojadas por los volcanes. Esta acción acumulativa del agua corriente la podemos observar en gran escala hasta la tercera glaciación inclusive, depositando poco a poco enorme cantidad de sedimentos en las hondonadas. Por otra parte, los glaciares acumularon morrenas de considerable extensión al pie de las faldas interiores de las cordilleras.

Los glaciares de la tercera glaciación produjeron, en este periodo de máxima intensidad de la acción glaciar, los más fuertes efectos de erosión y excavaron amplios valles glaciares, que en la actualidad aún son relevantes por sus tan características formas topográficas.

Sólo en el tiempo de la declinación de la tercera glaciación y en el postglacial tuvo lugar la erosión del agua corriente en mayor escala para formar valles profundos en el fondo de la región interandina, valles que se presentan ahora con su típico aspecto de profundos cañones. En sus laderas verticales han dejado descubiertos los completos perfiles de los sedimentos acumulados.

Como es lógico, la región del Sur ecuatoriano carece de estos cañones porque allá faltan las grandes acumulaciones cuaternarias de abundante material volcánico.

Otras capas características del segundo y tercer interglacial han suministrado las cangaguas eólicas, antigua y moderna, que consisten de arenas finas y polvos volcánicos y forman las endurecidas tobas volcánicas con las bolas o esferas de cangagua, que sirven de horizontes de guía. Hallazgos de restos fósiles de mamíferos siempre ocurren en capas del tercer interglacial.

Las Formaciones sedimentarias de los diferentes periodos pleistocénicos

El Pluvio-glacial

Probablemente los restos morrénicos del primer periodo glaciario fueron de muy reducida extensión en las partes más altas de las montañas, y con seguridad, en su mayor parte, han sido removidos por la acción erosiva de las glaciaciones siguientes. En cambio, en el fondo de las depresiones interandinas se encuentran series potentes de sedimentos fluvio-glaciales; en primer lugar, de material volcánico flojo, en forma de numerosos bancos superpuestos y alternantes de conglomerados, gravas y arenas gruesas, en múltiple repetición monótona. El material es el resultado de la destrucción de los extensos mantos lávicos y acumulaciones piroclásticas del neoterciario y constituye las capas basales de la segunda glaciación.

El primer Interglacial

Se vuelve reconocible sólo a expensas de las interrupciones en la sedimentación fluvio-lacustre, causadas por levantamientos y también por indicaciones de erosión fluvial acompañada de sus sedimentos de verdadero aluvión. Tales condiciones se muestran desarrolladas en los perfiles de los cauces de los ríos, profundamente excavados en el fondo de las hoyas interandinas del Norte del país, por ejemplo, en el perfil del río Chiche.

La segunda glaciación

El perfil del río Chiche, al Este de Quito, presenta encima de las Formaciones antes mencionadas los muy interesantes sedimentos glacio-lacustres. Durante la segunda glaciación se había extendido un enorme glaciar a partir del paso de los cerros de Guamaní en la Cordillera Real, cerros que sirvieron en toda su extensión de reservorio acumulador de neviza y hielo para la alimentación del antiguo glaciar que había llenado el actual valle de Paluguillo con sus potentes masas de hielo en continuo descenso hacia la hondonada interandina. A la salida del valle, al pie de la cordillera, se había ensanchado el glaciar y cubierto una importante área del antepaís, hasta desembocar sus extremos de hielo en la laguna que ocupaba la región baja de la hoya. Grandes bloques y trozos de hielo que, cargados de escombros de morrena basal, se separaron de la lengua glaciaria y flotaban como pequeños “icebergs” en la laguna hasta que, fundiéndose, la carga de la morrena hizo hundir los bloques reducidos de hielo los que se asentaron en el fondo de la laguna. Después de la fusión completa del hielo, los escombros morrénicos quedaron formando pequeños montones de material morrénico para constituir después intercalaciones dentro del lodo y la arena fina de la sedimentación lacustre. Los bloques más grandes de estas aglomeraciones morrénicas comprueban indudablemente, tanto el pulimiento como las estrías glaciarias. Los horizontes de estos singulares sedimentos lacustre-glaciarios se repiten varias veces en diferentes niveles del perfil y señalan que el glaciar había avanzado en diferentes tiempos hasta la orilla de la laguna (Lit. N° 98, W. Sauer, 1949, p. 22).

En otros lugares de las depresiones interandinas, a lo largo de las faldas suaves de las cordilleras aún relativamente bajas, pueden ser reconocidos los vestigios de la segunda glaciación por extensas capas de morrena basal de muy diferente potencia. En las cordilleras mismas, las acumulaciones de neviza en vía de transformarse en hielo compacto, se habían concentrado en amplias cuencas de alimentación de las cuales habían salido los glaciares de tipo te valle y recibido en su trayecto pequeños glaciares tributarios para constituir potentes corrientes de muchos kilómetros de extensión longitudinal, las que, en lento movimiento continuo, valle abajo, excavaron por su acción cepilladora los característicos valles anchos de perfil transversal en forma de “U” y en muchos casos desembocaron al pie interior de las cordilleras en una laguna interandina, como en el antiguo glaciar de Paluguillo.

Por las faldas exteriores de las cordilleras habían descendido, pues, los potentes glaciares de valle y abarcado zonas muy por debajo del límite de la nieve perpetua, como ha sido comprobado en la zona de Macuchi, en la Cordillera Occidental a 45 kilómetros al Oeste de Latacunga. Afloran allí morrenas a la altitud de 1600 metros sobre el nivel del mar.

Los restos morrénicos de los glaciares de la segunda glaciación se han conservado únicamente en los lugares donde habían quedado protegidos por depósitos superpuestos de la sedimentación siguiente, contra la posterior erosión de la tercera glaciación. De este modo se encuentran, con preferencia, retos de morrenas basal, ya que las morrenas terminales o laterales habían desaparecido por la posterior destrucción de los agentes de erosión.

El segundo Interglacial

Al final de la segunda glaciación comienza un periodo principal de volcanismo pleistocénico. Así, el Rucu Pichincha, el Ilaló, el cráter antiguo del Chimborazo y otros volcanes han principiado su primera actividad inmediatamente después de la segunda glaciación.

El periodo del segundo Interglacial se caracteriza por la primera aparición de cangagua eólica de poca potencia y extensión con rara intercalación de reducidos horizontes de bolas de cangagua. Estas capas eólicas se han depositado sobre cangagua lacustre y sedimentos arenosos y arcillosos correspondientes a la declinación de la segunda glaciación.

La tercera Glaciación

Ha sido la más intensa de todas y los levantamientos epirogénicos, nuevamente actuantes en esta época, reforzaron sus efectos. En el perfil del río Chiche se muestra, por primera vez, una verdadera morrena, aunque de pequeña potencia y extensión, perteneciente al antiguo glaciar de Paluguillo, el cual, al dilatarse en anchura a la salida del valle, al pie de la Cordillera Real, avanzó aún más lejos sobre el altiplano. Sus extensos mantos de hielo se unieron a los de los glaciares vecinos y constituyeron así una glaciación areal del antepaís, de tipo Malaspina, de Alaska. Probablemente otros glaciares de valle, al avanzar dentro de la región interandina habían originado el mismo tipo areal de glaciar, puesto que, en muchas otras partes de esta región interandina al pie de las cordilleras, se encuentran, en los cortes de las carreteras y ríos, morrenas de gran extensión areal y de apreciable potencia, relacionadas con la tercera glaciación.

Los valles principales de las cordilleras, parcialmente esculpidos anteriormente por glaciares de la segunda glaciación, son los que habían albergado los gigantescos glaciares de la tercera glaciación los que, a su vez, habían seguido excavando, aún en mayor escala, los mismos valles.

Los cerros volcánicos, formados desde la declinación de la segunda glaciación, recibieron entonces las primeras profundas heridas de erosión de la tercera glaciación, como así lo demuestran el volcán oriental del Chimborazo, del Carihuairazo, del Pichincha y de otros. En la depresión entre el Chimborazo y el Carihuairazo quedó erosionado el valle glaciario ancho y profundo de Abraspungo, en el cual se habían reunido los glaciares del lado septentrional del antiguo Chimborazo oriental y del lado Sur del Carihuairazo, abriendo una profunda brecha en los potentes mantos lávicos del Plioceno.

Como el antiguo cráter oriental del Chimborazo no se había construido directamente en la parte más alta de la cresta de la Cordillera Occidental, sino algo desplazado en la pendiente oriental; los glaciares antiguos descendentes de su falda septentrional: “Carlos Zambrano” y “Teodoro Wolf” (véase Croquis N° 4), tuvieron que tomar dirección hacia el Noreste y desembocar en el valle de Abraspungo.

En los valles exteriores de las cordilleras se han manifestado con claridad las terrazas fluvio-glaciares correspondientes a la declinación de la tercera glaciación, situadas a media altura de las laderas. Pueden estas terrazas llamarse terrazas medias, respecto a las terrazas altas que se refieren a la segunda glaciación y a las terrazas bajas de la cuarta glaciación.

El tercer Interglacial

A expensas de un prolongado periodo de declinación de la tercera glaciación se había desarrollado el tercer Interglacial.

Fuertes dislocaciones originadas por nuevos levantamientos a lo largo del armazón de las cordilleras, junto con hundimientos rupturales, son las causas que, propiamente, dieron lugar al reavivamiento de la actividad volcánica.

De estos fenómenos tectónicos resultó una nueva serie de volcanes, como los occidentales del Chimborazo y del Pichincha, de modo que estos cerros se presentan hoy día como volcanes dobles. Los productos piroclásticos finos, que fueron arrojados por erupciones explosivas de los volcanes, se acumularon en las depresiones interandinas como sedimentos eólicos en disposición periclinal sobre el relieve de los terrenos secos o estratos lacustre en las lagunas estancadas que, posteriormente, por las fuertes dislocaciones subsiguientes, han sido desecadas, salvo pocas áreas restringidas, durante el tercer Interglacial, posibilitando así la depositación de cangagua eólica inmediatamente sobre las Formaciones lacustres.

La cangagua eólica

Desde la segunda glaciación aparece entre los sedimentos el predominante material volcánico fino, a causa del reavivamiento de la actividad volcánica explosiva de este periodo, material intercalado en los sedimentos fluviales y lacustres que rellenan el fondo de las hoyas interandinas. En los tiempos interglaciarios predomina, cada vez en mayor extensión, la característica toba volcánica eólica o sea la llamada cangagua eólica, regularmente en estado de considerable solidificación.

Este producto volcánico tiene gran semejanza con el “Loess” pero difiere de él por la composición mineral. Las partículas de la toba, que es un sedimento fino de polvos y arenas volcánicas, consisten en su mayor parte de plagioclasas intermedias, hasta básicas; hornblenda, augita, biotita, y a veces cuarzo; es decir corresponden a la composición mineralógica de las andesitas y dacitas de las lavas cuaternarias que se presentan desde la segunda glaciación. Sólo en reducida cantidad aparece el elemento arcilloso en esta toba.

También la cangagua moderna del tercer interglaciar se ha endurecido a expensas de sus propiedades hidráulicas. Además, a semejanza del Loess, la cangagua forma típicas paredes verticales en las quebradas profundas y angostas, que con facilidad se erosionan por su poca resistencia a la erosión linear profunda. Posee también la disyunción prismática vertical tal como el Loess, pero se distingue de él por la falta de carbonato de calcio que tanto caracteriza al Loess. Sin embargo, existen zonas limitadas, en las que las aguas termales cargadas de carbonato de calcio han impregnado secundariamente la cangagua con materia calcárea.

Según su manera de sedimentarse tenemos que distinguir dos clases de cangagua: 1) la cangagua eólica que se encuentra como cangagua eólica antigua en el segundo Interglacial, y como cangagua eólica moderna en el tercer Interglacial, y, además, como cangagua reciente en el Postglacial; 2) la cangagua lacustre que aparece desde la segunda glaciación hasta la cuarte inclusive. El material de ambos tipos es de origen volcánico. Las violentas erupciones explosivas de los volcanes habían suministrado grandes masas de material piroclástico, fino y finísimo, que fue esparcido ampliamente en la atmósfera en forma de nubes de polvos y arenas finas, depositándose y endureciéndose en el transcurso del tiempo, formando los mantos periclinales de la cangagua eólica en las superficies de la tierra seca o en las capas horizontales de la cangagua lacustre, en las lagunas estancadas de las depresiones.

La estratificación del tipo lacustre ha sido originalmente horizontal, pero en muchos casos fue perturbada por las posteriores dislocaciones tectónicas. La sedimentación periclinal es muy característica de la cangagua eólica, que se presenta como una cubierta de toba de espesor muy variable sobre valles y montes hasta altitudes de unos 3500 metros. Es natural que la mayor o menor inclinación del terreno, como base de la sedimentación, y la dirección e intensidad de los vientos haya influido en el espesor de la cangagua eólica.

La cangagua eólica moderna del tercer Interglacial, desarrollada en gran escala, aflora casi por todas partes en las regiones interandinas de la mitad septentrional del país, como también en la provincia de Bolívar, en los valles de los ríos Chimbo y Salinas donde, con su color gris amarillento, presta al paisaje una nota muy singular.

La cangagua eólica antigua y la cangagua lacustre de la segunda glaciación exhiben más bien una coloración amarillo-pardusco más oscura, por la descomposición inicial de sus componentes ferruginosos, y osténtanse endurecidas en mayor grado que las cangaguas modernas. También en las morrenas glaciarias y en los sedimentos fluvio-glaciarios participa la cangagua como medio de cementación de los guijarros, cantos rodados y bloques morrénicos, predominando muchas veces, de modo que este material fino parece no provenir únicamente de la erosión de masas cangaguosas anteriores, sino de la actividad volcánica continuada durante la originación de los glaciares mismos (Lit. N° 29, 1941, Abelardo Estrada).

Las bolas de cangagua (Coprinisphaera ecuadoriensis)

Importantes fósiles de guía del segundo y, aún más, del tercer Interglacial son las bolas de cangagua tan difundidas en determinados horizontes de la cangagua eólica del tercer Interglacial (Lit. Nos. 100, 102 y 105; 1955, 1956 y 1959, W. Sauer).

Es preciso imaginarse que la sedimentación eólica de la cangagua se efectuó sobre un modelado del país en parte montañoso, en parte plano, durante largos lapsos de tiempo, llegando a espesores de 30 y hasta 100 metros, y envolviendo todos los restos de flora y fauna, a causa del siempre creciente aumento de estas acumulaciones eólicas, cuya superficie se elevó gradualmente en relación al progreso de la sedimentación. Los fósiles de los grandes mamíferos, tales como los mastodontes, camélidos, equinos, etc. Indican que durante el periodo de la formación de la cangagua eólica se había desarrollado una vegetación que ofreció a estos animales cantidades suficientes de alimentos. Probablemente se trató de sabanas o de estepas de gramíneas de clima semi-árido, puesto que en la cangagua no se han conservado restos orgánicos, ni de vegetales ni de fauna, lo que es característico para un clima de esta naturaleza.

Las esferas (bolas) se encuentran irregularmente diseminadas en un horizonte de uno a dos metros de espesor en medio de la cangagua. Su diámetro exterior oscila entre 5 y 8 centímetros; predomina el de 6 a 7 cm. Las esferas fueron originalmente huecas, con espesor del manto de 8 a 12mm, según el tamaño de la esfera. La mayoría de las esferas tienen un hueco en el manto de cerca de 2cm de diámetro.

El material que constituye las esferas es la misma mezcla de arenas volcánicas y de partículas de piedra pómez y lava andesítica, que se observa en la cangagua

Comúnmente las esferas están rellenadas de una masa cangaguosa parecida a la que compone su manto, pero de consistencia más floja.

Pero en general la cangagua del horizonte de las bolas (esferas) se diferencia de la cangagua en que están diseminadas, por su menor consistencia, porque en el horizonte en que se formaron se había desarrollado una vegetación más abundante, cuyas partes muertas se mezclaron con la arena volcánica y causaron de este modo una sedimentación más floja. En la capa de las esferas se encuentran muy a menudo los fósiles de los mamíferos, con mayor regularidad que en el resto de la cangagua.

Según las investigaciones del autor, no existe ninguna duda de que estas bolas de cangagua fueron obra de la previsión cuidadosa, en favor de sus crías, de un escarabajo pelotero de la familia **Scarabaeidae** emparentado con representantes de la subfamilia **Coprinae**. Pues esferas completamente idénticas las elabora una especie de geótrupos de la subfamilia Coprinae, a saber, el Deltochilum dentipes Esch., que actualmente vive en el Brasil. Por eso nuestra bola cangaguosa, por su importancia como fósil de guía del Pleistoceno, ha obtenido una denominación propia “Coprinisphaera ecuadoriensis” (Lit. N° 100, 1949).

También de gran interés es el hecho de que en el Litoral de Chile entre 37.8° y 41.4° de latitud Sur (Lit. N° 28b, 1960, E. F. Kilian) un escarabajo geótrupo, “Pinotus torulosus”, fabrica en tiempos presentes, esferas que se encuentran al descubierto en los perfiles de los cortes de caminos, a la profundidad de 0.50-1.50 metros debajo de la superficie. Los terrenos de toba de la cangagua postglaciar, a veces arcillosos, sirven a este escarabajo para la construcción de sus esferas muy parecidas a las bolas de cangagua del Ecuador, pero de tamaño algo menor. Merece atención el hecho de que en el Sur de Chile la toba volcánica tiene la misma denominación india de Cangagua como en el Ecuador, a pesar de la distancia enorme de, por lo menos, 4000 kilómetros.

El horizonte esferífero de las depresiones interandinas del Norte ecuatoriano es una sección característica de la cangagua eólica moderna, en primer lugar, del último periodo interglaciario, y ha sido localizado en las depresiones interandinas a lo largo de 300 kilómetros. Parece que se extiende la cangagua eólica, con sus esferas, hacia el Norte hasta el territorio colombiano, donde existen condiciones geológicas iguales que en el Ecuador.

Aunque las bolas pertenecen a una Formación eólica, pueden hallarse en depresiones locales, intercalaciones fluviales o lacustres, secundariamente acarreadas y depositadas entre los sedimentos eólicos de la cangagua.

Capas limoníticas delgadas, que corren paralelamente a los bancos de la sedimentación periclinal eólica, indican la posición de antiguas superficies fósiles, cuando en periodos más húmedos, se pudieron formar y concentrar superficialmente impregnaciones de hidróxido de hierro por la descomposición de los elementos ferruginosos de la cangagua.

El endurecimiento de la cangagua debe haberse efectuado con relativa rapidez, pues los glaciares de la cuarta glaciación se han deslizado sobre la cangagua eólica del tercer Interglacial, sin dejar tras sí huellas de presión por el peso y el movimiento del hielo, exceptuando los efectos erosivos en la cangagua no alterada. En cambio, en los casos en que masas arenosas o arcillosas constituyen la base de hielo glaciar, la presión y el movimiento del hielo producen extraños fenómenos de amasamiento, allanamiento y plegamiento de estas capas basales de poca resistencia.

En el perfil del río Chiche se superponen encima de la morrena de la tercera glaciación, primero una capa de cangagua eólica de 1.5 metros de potencia con bolas, mostrando vestigios de una antigua superficie del terreno y, más arriba, una capa de cangagua con fragmentos de fósiles de vertebrados, la que había sufrido, en parte, transformaciones en masas arcillosas, como indicio de descomposición por larga exposición a la intemperie. Sólo a partir de la formación de este piso sedimentario arcilloso se realizó de nuevo el hundimiento relativo de la zona interandina con estancamientos de agua y sedimentación de la cangagua lacustre arenosa o mezclada con piedra pómez menuda, o con intercalaciones de capas delgadas de piedra pómez, como indicación de la persistente actividad volcánica.

La fuerte erosión continua de los valles transversales, cortados a través de ambas cordilleras a causa de su alzamiento, abrió el desagüe de las regiones interandinas y produjo la desecación de las hoyas del Norte, en las cuales pudo acumularse entonces la cangagua eólica moderna del tercer Interglacial, de muchos metros de espesor, comúnmente dotada con un horizonte de bolas. Localmente se interponen Formaciones fluviales y lacustres de poco espesor y de extensión muy limitada. Junto con la desecación de las depresiones se había recomenzado la erosión fluvial en las partes más bajas y planas de la región interandina, de manera que allí se habían desarrollado formas topográficas múltiplemente desmembradas, además de las variaciones del modelado, causadas por las dislocaciones tectónicas. En continuo progreso, el fondo terraplenado de las depresiones ha sido partido por los cañones de los ríos en vía de progresiva profundización.

Sobre el nuevo relieve superficial de las formas orográficas tuvo que verterse la capa de cangagua eólica moderna, ocultándolas apenas, a causa de su peculiar carácter de sedimentación periclinal y su extensión discontinua.

La cuarta Glaciación

La cuarta y última glaciación es la que ha dejado sus restos inmediatamente sobre la cangagua eólica moderna, en forma de delgadas y escasas acumulaciones de morrena basal y de bloques erráticos. Sus glaciares descendieron por los grandes valles y depresiones de la tercera glaciación y alcanzaron y sobrepasaron a veces las mismas regiones bajas que ocuparon los anteriores glaciares de la tercera glaciación, a pesar de la menor intensidad de esta cuarta glaciación, comparada con la de la anterior. Por lo tanto, se comprende la falta de morrenas terminales de la tercera glaciación, pues fueron borradas, en general, por los glaciares de esta última glaciación.

Del periodo glaciar de la cuarta glaciación se han conservado morrenas terminales y de retroceso. En pocos casos se produjo la desembocadura del glaciar en una laguna, como lo demuestran, por ejemplo, los restos morrénicos al pie del Rucu Pichincha, cuyo glaciar desembocó en la laguna antigua de la antegrada de Quito. Algo parecido había ocurrido en el lado occidental del cerro Cusín (Provincia de Imbabura), donde el glaciar desembocó en la laguna de San Pablo, estancada por la barrera de corrientes de lava que descendieron de los cerros volcánicos Imbabura y Mojanda.

La antigua laguna al Norte de Quito se había desaguado por la quebrada Molinohuaico erosionada, después de que la laguna había sido rellenada gradualmente por potentes sedimentos glaciarios, fluviales y lacustres de la cuarta glaciación y su declinación.

Los tipos glaciarios de la cuarta glaciación fueron débiles glaciares de valle, que con reducidas masas de hielo ocuparon los antiguos valles excavados por los fuertes glaciares de las glaciaciones anteriores, o por otro tipo, los glaciares colgantes, con pequeñas cuencas de alimentación, o cuencas locales de neviza (“Kares”) sin producir morrenas considerables (Lit. N° 156, 1939-1940).

En las partes poco inclinadas de las faldas de las cordilleras se pueden observar morrenas basales de extensión areal, pero sin desarrollo tan potente como las de la tercera glaciación; obsérvanse además diseminadas rocas erráticas, encima del a superficie erosionada de la cangagua eólica moderna, sobre la cual, en muchos lugares, se depositaron, como transición al periodo postglacial, las acumulaciones escombrosas de la declinación de la cuarta glaciación, formando la base del Postglacial.

No raras veces los sedimentos reducidos de la cuarta glaciación mezcláronse, como intercalaciones morrénicas o fluvio-lacustres, con las partes superiores de la cangagua moderna. En otros lugares, los sedimentos glaciarios muestran un desarrollo más potente, destacándose entonces con mayor claridad.

El Postglacial

Como producto del Postglacial existe una cubierta débil de cangagua eólica extendida discontinuamente sobre las Formaciones constitutivas de la cuarta glaciación, y, cuando han faltado éstas, directamente encima de la cangagua eólica moderna del tercer Interglacial, em posición concordante, pero mostrando como separación una capa de color que va de oscuro a negro, la que representa un suelo fósil. Capas de esta clase se intercalan con frecuencia en acumulaciones de mayor espesor del Postglacial y aun discordancias de erosión separan las Formaciones postglaciarias, de las anteriores.

En las depresiones a lo largo de los ríos, se han depositado los aluviones en sitios suficientemente planos. Detritos talúdicos se amontonan al pie de las colinas y montañas y cubren también sus declives suaves, ocultando las Formaciones de la roca viva, lo que dificulta el reconocimiento de los tipos rocosos subyacentes.

Perfil de Guangopolo

La acción erosiva del hielo glaciario ha dominado en las regiones altas de las cordilleras; en cambio, los barrancos y cortes naturales y artificiales de las zonas bajas de las montañas y de las hoyas interandinas ofrecen la revelación necesaria acerca de la cronología de los periodos glaciarios e interglaciarios. Por eso parece útil demostrar los perfiles instructivos en algunos cortes de esta clase.

El perfil N° 11 fue tomado para representar el corte artificial al lado suroccidental de la Planta hidro-eléctrica municipal de Quito, situada cerca de Guangopolo, en la ribera occidental del río San Pedro, al Oeste del Ilaló. El barranco empinado del río fue cortado para la construcción de la mencionada Planta y revela un perfil particularmente interesante.

Forman la base potentes tobas volcánicas que buzan ligeramente hacia el Suroeste y provienen de la actividad del volcán apagado Ilaló. Se las atribuye al segundo Interglacial. Hacia arriba siguen, en discordancia tectónica y de erosión, acumulaciones de conglomerados gruesos y de guijarros con bancos arcillosos y arenosos inclinadas hacia el río, cubiertas por cangagua lacustre: todo de la tercera glaciación. En el lado Norte de la Planta se observa, intercalado entre las últimas dos Formaciones un trozo cuneiforme de morrena glaciaria con cantos rodados y estriados de la tercera glaciación.

Encima descansa la potente acumulación de cangagua eólica con bolas, que representan el tercer Interglacial, coronada por una capa delgada de cangagua del Postglacial.

En dirección hacia el río, las mencionadas Formaciones están abruptamente cortadas por una discordancia de erosión, sobre la cual se acumulan masas detríticas provenientes de la disgregación de las capas cortadas; a este cono detrítico se juntan conglomerados, guijarros y arenas gruesas de origen fluvial, los que a su vez están separados, por discordancia de erosión, de trozos morrénicos de la cuarta glaciación super y yuxtapuestos; estos últimos, también erosionados, han servido al final como base para la sedimentación fluvial de la declinación de la cuarta glaciación. Las morrenas están claramente definidas por sus estructuras y el pulimiento y estriación de los bloques grandes.

Las morrenas de la cuarta glaciación son los productos de mantos de hielo que se habían deslizado por areales tendidos desde las alturas de Puengasí (3080m), al SO de Quito, hacia el río San Pedro (2400m), arrastrándose sobre la cangagua eólica del tercer Interglacial y erosionándola en partes.

La quebrada Guarangapugru

Las investigaciones hechas en las laderas y al pie de las elevaciones de Puengasí, al Este de Quito, revelan la falta de morrenas de la tercera glaciación, que regularmente aparecen al pie del Ilaló, frente a los confines de los dos grandes valles glaciarios de las laderas NE y SO del Ilaló. En el fondo de la quebrada de Guarangapugru (véase perfil N° 13) está al descubierto la cangagua lacustre y también la escasa cangagua eólica del segundo Interglacial, sobre las cuales están superpuestos, en discordancia de erosión, bancos potentes de guijarros y arenas en disposición horizontal, pertenecientes al periodo de la tercera glaciación; arriba siguen capas arcillosas y arenosas con transición a la cangagua lacustre del tercer Interglacial. De las Formaciones anteriores está separada por discordancia de erosión la capa periclinalmente superpuesta de cangagua eólica de bolas, cuya potencia es de sólo un metro hallándose en su superficie cubierta de un suelo fósil, que forma, a su vez, una depresión rellenada de arenas arcillosas como base de una morrena de pocos metros de potencia de la cuarta glaciación. Como última capa se superpone un manto delgado del Postglacial eólico.

En otro lugar de la misma quebrada, la potente capa eólica de la cangagua de bolas del tercer periodo interglacial se muestra erosionada y separada por discordancia de la morrena de la cuarta glaciación (véase perfiles Nos. 13 y 14).

En la pendiente hacia Puengasí se encuentran sólo manchas aisladas del Postglacial en gran parte erosionado y arrastrado, frecuentemente mezclado con fragmentos de objetos de alfarería antigua y de puntas de flecha de obsidiana, que indican la presencia del hombre en el Postglacial, es decir, después de la última glaciación. Esta comprobación se hace en toda la zona interandina.

La quebrada de Chalán (Punín)

Es interesante conocer algunos detalles geológicos del lugar, tan famoso por sus ricos yacimientos de restos fósiles de mamíferos, a saber, de la quebrada de Chalán.

W. Reiss en su descripción geológica de la quebrada de Chalán (Lit. N° 81, 1883) atribuye los yacimientos de los fósiles, y desde luego la edad de estos mismo, al Pleistoceno antiguo. Efectivamente pertenecen a la cangagua eólica del último, es decir, del tercer interglacial. Todos los observadores anteriores no han tomado en cuenta la sedimentación periclinal de la cangagua eólica del tercer Interglacial. El perfil N° 15 nos muestra, en la parte inferior de la quebrada, en el fondo cerca de su unión con el río Pucayacu, areniscas correspondientes a la Formación Tena (Terciario Inferior). Encima, con discordancia tectónica, yacen estratos poco inclinados de brechas y tobas volcánicas, cuya edad no pudo determinarse precisamente; pero sería posible que formaran parte del Plioceno. La base de las elevaciones al Este de Punín está formada por el batolito sienítico. Su superficie descompuesta aflora en la parte superior de las quebradas Chalán y El Colegio. Todas estas Formaciones sufrieron los efectos de la erosión de modo que, en discordancia, se superponen capas arenosas estratificadas con intercalaciones de capas de “Pushi” y de “lapilli” en disposición inclinada. Como última Formación, cubre el terreno la cangagua eólica con bolas del tercer Interglacial, mostrando la sedimentación periclinal y conteniendo los fósiles, en la parte superior de la quebrada, junto con las bolas. Hacia abajo, acumulaciones fluviales de arenas volcánicas, mezcladas en su base con guijarros y cantos rodados, han completado el relleno de la hondonada.

En las masas canguagosas, endurecidas por impregnación secundaria de carbonato de calcio, ha sido cortado el barranco descubriendo en sus laderas empinadas los huesos fósiles de los mamíferos. Así observamos la transición progresiva de la cangagua eólica del tercer Interglacial de las laderas de la sección alta de la quebrada al canguagoso sedimento fluvial de la sección baja, correspondiente a la misma edad.

La impregnación secundaria con soluciones calcáreas ha endurecido fuertemente los depósitos fosilíferos fluviales. Sin embargo, en la siguiente época lluviosa de la cuarta glaciación y su declinación fueron erosionadas por las aguas torrenciales las duras capas gruesas de la cangagua fluvial fosilífera que hoy día forman las laderas empinadas fosilíferas de las partes bajas de las quebradas Chalán y El Colegio.

La quebrada El Colegio muestra, en general, condiciones parecidas en las Formaciones cuaternarias. En su parte alta, es decir río arriba, se encuentran los horizontes de bolas de la cangagua eólica del tercer Interglacial, junto con los fósiles de mamíferos, en yacimiento primario no alterado.

De este modo también los fósiles de Punín comprueban que en las regiones interandinas aparecen los restos de los grandes mamíferos, en gran escala, sólo desde el tercer interglacial.

La región andina austral

Las comarcas andinas del Norte del país, entre la frontera colombiana y el nudo del Azuay difieren pronunciadamente de la región andina austral, por la topografía y el aspecto morfológico distintos, a causa de sus condiciones geológicas y tectónicas particulares.

En el Norte, dominan el paisaje los productos del volcanismo cuaternario y de las glaciaciones pleistocénicas, mas los gigantescos nevados coronan los bordes del callejón hundido entre ambas cordilleras, a lo largo de extensas fallas verticales.

En cambio, en el Sur, se distinguen estratos sedimentarios del Mioceno bien plegados y, en partes, cubiertos por mantos lávicos y piroclásticos del volcanismo pliocénico que se había extinguido ya en el Pleistoceno, muy al contrario del volcanismo de la región septentrional que perduró por el Pleistoceno hasta la actualidad. Por eso falta en el Sur por completo la toba volcánica de origen eólico del Pleistoceno, a saber la **famosa Cangagua.**

Además, una ojeada al mapa geográfico enseña que las montañas alcanzan altitudes de 4000 metros o más, se encuentran restringidas a pocos lugares de la Cordillera Occidental y del nudo del Azuay; o, con otras palabras, que la zona andina austral no ha experimentado el alzamiento pleistocénico en tanto grado como la zona septentrional, circunstancia que ha disminuido grandemente el desplegamiento de las glaciaciones, reduciéndolas a zonas estrechamente limitadas.

A causa de la falta de abundante material piroclástico suelto, sólo insignificantes sedimentos cuaternarios han sido depositados en las depresiones de los valles.

Muy singular es el hecho de que una ramificación de la Cordillera Real aflore en el Litoral del extremo Sur y exhiba en la cordillera de Tagüín rocas metamórficas y semimetamórficas del Paleozoico.

Las glaciaciones pleistocénicas

Como ya hemos dicho, los residuos de anteriores glaciaciones no se manifiestan en tan extenso desarrollo como en el Norte. Mucho menor es la posibilidad de establecer el orden cronológico de los diferentes periodos glaciarios. Probablemente los vestigios de glaciación, impresos sobre el modelado de la topografía, y los restos de verdaderas morrenas, deben atribuirse a la tercera glaciación, que en el Norte se había mostrado como la más intensa. Sin embargo, se presentan en las alturas de las cordilleras no sólo restos bien distintos de glaciación, sino también en el fondo de valles, hasta en altitudes inesperadamente bajas, a causa de condiciones tectónicas muy singulares.

El amplio valle de Girón al Sur de Cuenca es un antiguo valle glaciar. Su perfil transversal en forma de U y aún más la bien desarrollada morrena basal, no dejan duda de que el valle, durante el Pleistoceno, había albergado un potente glaciar.

El pueblo de Girón al Sur de Cuenca está asentado sobre la superficie plana de la morrena basal. En la cercanía inmediata de Girón, a la altitud de 2060 metros, el río ha cortado profundamente las acumulaciones de la morrena basal que ofrece la composición típica de una mezcla irregular de gruesos cantos rodados, en parte pulidos y estriados, de material arenoso y arcilloso, mostrando así las características del “barro de bloques” (Blocklehm). Los barrancos fueron erosionados de modo especial. Grandes bloques han protegido contra la erosión al material subyacente y así se han formado columnas o pirámides de 6 a 10 metros de altura, terminadas en sus puntas por el bloque protector, tal como se presentan las famosas pirámides de tierra de Bozen en los Alpes orientales.

Río abajo, la morrena basal se hace reconocible hasta la distancia de 8 kilómetros de Girón, donde una morrena terminal se ha acumulado a 30 ó 40 metros sobre el fondo del río y marca el extremo bajo del valle formado por la acción erosiva del antiguo glaciar. En tiempos posteriores al periodo glaciar el río ha excavado, en torno a la morrena muy resistente, su lecho encañado en las blandas capas de las lutitas neoterciarias, prosiguiendo hacia abajo su erosión linear, dando al perfil transversal del valle la forma de la letra V característica de la erosión fluvial. La morrena terminal se encuentra a 1750 metros sobre el nivel del mar.

Río abajo, más y más se ensancha el valle, hasta que en la unión del río Rircay (río Girón) con el río León, donde ambos forman el río Jubones, se han depositado potentes terrazas fluviales de los materiales acarreados por los ríos, terrazas estratificadas de capas alternantes de cantos rodados, guijarros y arenas arcillosas.

En el **nudo del Azuay** las morrenas de las faldas suroccidentales se ostentan a altitudes de cerca de 3000 metros, en los perfiles cortados a lo largo de la carretera y del ferrocarril Chunchi-Cañar.

Con mayor claridad pueden ser observados los restos y vestigios de los glaciares antiguos en las alturas de la Cordillera Occidental. Casi todos los valles que descienden de las más elevadas alturas muestran los indicios de la erosión glaciaria en sus modelados redondeados, pues en sus amplios fondos los ríos han cortado, por lo regular, sus lechos de característica erosión fluvial. Además, los restos de morrenas comprueban la anterior acción glaciaria.

Si se sube, por ejemplo, a partir de Cuenca, el valle de Sayausí hacia el paso de Cajas (4220m), siguiendo el antiguo camino que va a Guayaquil, se nota, acercándose al sitio de Quinoas (3700m), la forma redondeada del valle. Los barrancos que caen sobre su fondo plano descubren la presencia de una fuerte morrena basal y reducidas morrenas transversales, provenientes del posterior retroceso del glaciar en el periodo de declinación de la glaciación. Además, dispersos bloques erráticos habían quedado encima de la morrena, cuando por cambio de clima el glaciar realizó su retroceso. De ambos lados se unen con el valle principal las hondonadas laterales con las mismas señales de su origen glaciario.

El sitio de Quinoas se encuentra ya en la ramificada zona de alimentación del antiguo glaciar. Las rocas están pulimentadas y estriadas por la pasada acción cepilladora del hielo, cargado de trozos de rocas duras. En la altura del paso dos lagunas completan el desolado paisaje glaciario. Del alto de Cajas, otros glaciares habían bajado por los valles de los ríos Patul y Mihuir.

Iguales fenómenos de glaciación se observan al descender hacia el Oeste. Así el glaciar antiguo del valle Mihuir había alcanzado el nivel relativamente bajo de sólo 2800 metros. A partir de este lugar cambia la forma del valle y adquiere el perfil de letra V, característico de la erosión fluvial.

Idénticos aspectos ofrece la ruta de Cuenca, por Baños y el valle del río Yanuncay, hacia los cerros Minas y Narihuiña.

Las alturas por encima de 4000 metros se distinguen por el aplanado y poco ondulado relieve de la superficie y por las lagunitas estancadas en las bajas hondonadas, esculpidas por la erosión de los antiguos glaciares. A pesar de la soledad de sus páramos el paisaje impresiona por su aparentemente perpetua quietud, no perturbada por el más mínimo ruido. La cristalina laguna de Narihuiña (3904m) descansa en una hoyada baja, igual a un “Kar”. Aislados restos de mantos andesíticos, como abandonados testigos de la erosión glaciar, interrumpen la infinita monotonía de los páramos, mientras hacia el horizonte occidental se pierde la vista sobre la inmensidad del Océano Pacífico.

De la mencionada laguna nace el río Tenguel y se precipita hacia el Litoral por las abruptas quebradas de la cordillera Mullepungu.

En la Cordillera Real también aparecen vestigios bien marcados de las glaciaciones. Sobre todo, en la sección entre Paute y Saraguro, que destacan innumerables indicios glaciarios, a pesar de que las montañas de esta zona, en ningún lugar alcanzan la altitud de 4000 metros. Sin embargo, las condiciones climáticas han favorecido la alimentación de los glaciares pleistocénicos con mayor abundancia que en la Cordillera Occidental porque los vientos alisios, ya en los tiempos anteriores, han traído de las llanuras amazónicas a la Cordillera Real mayores cantidades de vapores que se convierten en las alturas de la cordillera en copiosas precipitaciones. Lagunas glaciarias en gran número, rocas pulidas y estriadas (rocas aborregadas) y extensos restos de morrenas, aparte del modelado glaciario del paisaje, comprueban la anterior existencia de glaciares. C. Stuebi (Lit. N° 129, 1945) menciona como zonas típicas la del trayecto a Mangaurcu, al Este de Cochapata y Nabón y otra al Este de la cordillera de Zhumir.

Interés especial merecen los vestigios glaciarios en los alrededores de Piñas. En el **camino Zaruma-Arenillas** (Provincia de El Oro). Por la forma redondeada de su fondo, el valle principal de Piñas comprueba la pasada acción erosiva de un antiguo glaciar, que ha dejado en el fondo del valle una morrena basal bastante bien desarrollada. Las hondonadas laterales del lado septentrional han deyectado conos o abanicos morrénicos encima de la morrena basal del valle principal. Sobre uno de estos abanicos está situado el pueblo de Piñas (1014m). Los indicios glaciarios en el valle principal prosiguen río abajo hasta un lugar de 6 kilómetros distante de Piñas, a la altitud de sólo 800 metros sobre el nivel del mar. Parece inverosímil que un glaciar, durante el periodo de la glaciación misma, hubiera descendido hasta regiones tan bajas. Más bien es de suponer que esta región haya sido sometida a hundimientos considerables después de la formación del glaciar, supuesto que encuentra su confirmación en las singulares Formaciones sedimentarias del curso inferior del río Arenillas. Allí faltan las diferentes terrazas fluviales del valle, que en otras zonas indican el alzamiento general de la Cordillera; a saber, el valle del curso inferior del río se habría hundido en vez de levantarse, y este fenómeno no pudo haberse restringido sólo a la cercana vecindad de los ríos Piñas y Arenillas sino debe haber afectado todo el bloque cordillerano austral, circunstancia que explica la menor altitud de las cordilleras Tagüín y, en general, de todas las cordilleras del sistema montañoso interandino austral. El hundimiento fue de tal grado que las aguas marinas inundaron la estrecha faja litoral, penetrando en el valle inferior del río Arenillas. Solamente hacia el fin del Pleistoceno el alzamiento continental empezó a reactivarse también en esta zona, pues se levantó la zona litoral con las partes adyacentes de la cordillera, pero en grado poco considerable, sin que los efectos del hundimiento hubiesen sido eliminados en mayor escala. Del mar había emergido un solo tablazo marino, en contraposición al litoral de la península de Santa Elena, donde tres o cuatro tablazos, se libertaron de las aguas marinas, a causa de un levantamiento más extenso.

La extensión máxima del hielo glaciario pleistocénico

Los indicios geológicos que esclarecen la extensión máxima del área ocupada anteriormente por los glaciares del Pleistoceno han posibilitado trazar el croquis N° 8, de la extensión máxima de las glaciaciones pleistocénicas, en primer lugar, las de la tercera glaciación.

Aun cuando en la actualidad se puede determinar un nivel altitudinal de la nieve perpetua bastante uniforme, sin embargo, durante los distintos periodos del Pleistoceno se oponen a este propósito dificultades insalvables porque las posiciones altitudinales de las montañas variaron continuamente a causa de los movimientos epirogénicos verticales.

Hoy en día se puede decir que el nivel medio altitudinal de los límites de la nieve perpetua se encuentra en la Cordillera Real entre 4700 y 4800 metros y en la Cordillera Occidental entre 4800 y 4900 metros sobre el nivel del mar, según las experiencias hechas por diferentes autores (Lit. N° 65, 1907, H. Meyer). Actualmente el límite nevoso fácilmente puede ser fijado en la zona por encima de la cual se conservan perdurablemente acumulaciones de nieve que son transformadas durante el curso del año en neviza (nieve endurecida) y hielo; sin tomar en cuenta los glaciares y lenguas glaciarias que pasan más abajo del límite de la nieve perpetua, a veces por muchos centenares de metros.

Las cuencas y circos de acumulación de nevizas en los cuales se forman masas reducidas de hielo, sin que salgan de ellas lenguas glaciarias propiamente dichas, caracterizan marcadamente el nivel altitudinal del límite de la nieve perpetua.

Se podría recurrir a Formaciones morfológicas de esta clase, dejadas por las nevizas de periodos anteriores ya desaparecidas en el terreno, para determinar el nivel altitudinal del límite nevoso de los anteriores periodos de glaciación, de no haberse, entre tanto, originado movimientos epirogénicos verticales de gran escala, que desplazaron las marcas altitudinales de los periodos pasados.

En general, se ha comprobado que, en los periodos de glaciaciones pleistocénicas, el límite nevoso estuvo situado en alturas mucho más bajas que las que tiene actualmente Hans Meyer (Lit. N° 65, 1907), quien efectuó estudios detallados sobre las Formaciones glaciarias en los altos Andes del Ecuador, ha determinado para el límite pleistocénico de la nieve perpetua una posición altitudinal solamente de 500 a 600 metros más baja que la contemporánea, en armonía con sus observaciones en el Kilimanjaro en África Oriental. Hay que tener en cuenta que él se ocupó en primera línea con los problemas de la glaciación actual y que no pudo enterarse, durante el corto tiempo de su permanencia en el país, de los detalles más complicados de las glaciaciones del Pleistoceno, en razón de que éstos pueden ser conocidos por completo y apreciados, en toda su importancia, sólo cuando su vinculación con los procesos tectónicos y volcánicos se halle suficientemente aclarada.

Las cuencas de neviza correspondientes a la última glaciación que se encuentran, por ejemplo, en las faldas orientales del Pichincha (Lit. N° 94, W. Sauer y A. Estrada, 1941 y N° 95, W. Sauer, 1943), permitirían la determinación de la altitud del límite nevoso en cerca de 3200 metros sobre el nivel del mar, es decir unos 1600-1700 metros más abajo que el límite actual, si no hubiérase efectuado posteriores levantamientos epirogénicos en la Cordillera Occidental.

En el Norte, cerca de Otavalo, se observa actualmente la posición del antiguo límite de la nieve perpetua en el Cushnirumi, entre 2600 y 2800 metros, lo que significaría una altitud del límite nevoso en 2200 metros, más abajo que la del límite actual; pero habrá que tener presente posibles hundimientos posteriores de esta zona interandina, por los que pudiesen disminuir estas diferencias aparentemente exageradas entre las reales posiciones altitudinales, pleistocénica y actual, de los límites de la nieve perpetua.

Los valores indicados muestran que el límite nevoso durante las últimas glaciaciones del Pleistoceno se encontró en un nivel más bajo no sólo de 600 metros comparativamente al nivel actual, sino por lo menos de 1200 a 1400 metros, como se ha comprobado también en los Alpes europeos; y todavía más bajo, si se toma en cuenta que los hundimientos mencionados son muchas veces sólo hundimientos relativos porque el cuerpo total de las cordilleras en el Norte del país ha experimentado un alzamiento fuerte, de manera que también en los lugares de hundimiento relativo puede haberse realizado efectivamente un ligero levantamiento.

Hundimientos absolutos han ocurrido efectivamente en el Sur del país, por ejemplo, en la zona montañosa de la provincia costera de El Oro.

Con mucha mayor precisión se determinan los límites de la extensión horizontal de los glaciares pleistocénicos, por los restos claramente distinguibles que sus hielos han dejado por sedimentación o erosión. Pero siempre debe tenerse presente que levantamientos y hundimientos posteriores a la formación del glaciar pleistocénico han influido en las altitudes de los restos glaciarios, de modo que en la actualidad pueden tener posiciones altitudinales muy diferentes de las que habían ocupado en el Pleistoceno, como por ejemplo en el caso de Piñas, donde el hundimiento posterior de esta comarca hace aparecer, en el tiempo presente, la morrena pleistocénica sólo a la altitud de 800 metros sobre el nivel del mar. Este caso hace patente la dificultad que existe en la determinación y reconstrucción de la posición altitudinal de los glaciares durante las diferentes glaciaciones.

Los restos morrénicos del antiguo glaciar Guamaní-Paluguillo, en las faldas occidentales de la Cordillera Real, al Este de Quito, aparecen en el perfil del río Chiche como Formaciones glacio-lacustres a una distancia en línea recta de 20 kilómetros de su cuenca de alimentación en la cordillera de Guamaní, actualmente a 4000-4500 metros de altura y libre de nieve perpetua.

Cerca de Tumbaco aparecen morrenas basales de los glaciares que han descendido del Ilaló hasta la altitud de 2325 metros.

En los alrededores de Quito (Lit. N° 94 y 95) un glaciar llegó hasta la laguna de la antegrada de Quito a la altura de 2800 metros, y cerca de Guangopolo, las mismas morrenas de tercera y cuarta glaciación se encuentran a profundidades aún más bajas, a saber, a 2400 metros. En las faldas occidentales de la Cordillera Occidental está al descubierto, en la región de Macuchi, una morrena basal que cubre el amplio valle de forma de U, a la altura de sólo 1600 metros. Una morrena fuerte, con todas las características, ha sido cortada por el río Chanchán, abajo de Sibambe, a la altura de 2240 metros.

En la Cordillera Real, los valles que descienden de los Llanganates hacia el río Pastaza son antiguos valles glaciarios muy bien desarrollados y retienen potentes morrenas a las altitudes de 1000 a 1400 metros. Cabe mencionar aquí que, en los Llanganates, la cubierta glaciaria del Pleistoceno había correspondido netamente al tipo escandinavo. En las alturas de este complejo montañoso se había acumulado el hielo glaciario como extenso y potente manto del cual emergieron picos y crestas empinadas no afectadas de la erosión glaciar.

El exceso de hielo salió de esta amplísima zona de alimentación y erosionó los valles de forma de U de los ríos Anatenorio, Langoa y Mulatos, cuyas aguas se unen con las del río Napo y de los ríos Verde, Blanco y alto río Topo, afluentes del río Pastaza. Además, las cuencas de la mayoría de los altos ríos que descienden de las faldas orientales de la Cordillera Real se destacan en sus partes superiores por la típica forma de erosión glaciaria.

El Sur del país exhibe vestigios de glaciaciones pleistocénicas menos intensas a causa de los levantamientos menores. Las morrenas del valle de Yunguilla al Sur de Cuenca pueden ser observadas río abajo de Girón hasta 1800 metros de altitud. En las laderas del río León se presentan cuencas de neviza antiguas, en alturas entre 1800 a 2100 metros.

Estos sólo son algunos ejemplos, entre los numerosos casos observados en la región andina del país, que han servido para la elaboración del croquis N° 8 que debe dar una idea general de la extensión del hielo glaciario en el pleistoceno. En vista de la posición equinoccial de las cordilleras sorprende el hecho de que los glaciares hayan ocupado tan enormes áreas durante las glaciaciones pleistocénicas, pero se explica la aparente contradicción por el fuerte alzamiento que los Andes han experimentado en el Pleistoceno.

El Cuaternario del Litoral

Como ya se expuso en el capítulo sobre el Terciario del Litoral, desde el Oligoceno se venía operando un movimiento de basculación del bloque tectónico del Litoral, cuyos efectos se evidenciaron con claridad en la plataforma de Daule, de manera que se habían progresivamente levantado las regiones costeras y, por otro lado, hundido las zonas a lo largo del pie de la Cordillera Occidental, hasta que al terminar el Terciario y a principios del Pleistoceno todo el complejo litoral empezó a mostrar una tendencia predominante de levantamiento de grado algo irregular, localmente interrumpido por hundimientos temporales, como consecuencia de los movimientos de alzamiento pleistocénico de los Andes.

En la depresión a lo largo del borde escarpado de la Cordillera Occidental se depositaron, sobre los sedimentos miocénicos las planas capas cuaternarias de productos detríticos provenientes de la erosión de la cordillera, acarreados por las aguas torrenciales y fluviales, sedimentos que ahora integran la base de la mayor parte de los fértiles terrenos de la planicie litoral.

El relleno final de la depresión iba extendiéndose de Norte a Sur, a medida del retroceso del mar, a causa de las diferentes fases del levantamiento epirogénico del Continente.

Aparte de estos sedimentos continentales, llaman la atención las Formaciones marinas pleistocénicas de las zonas propiamente costeras. En el transcurso de las diferentes fases del levantamiento continental, durante el pleistoceno emergieron en muchos lugares de la costa fajas del fondo marino sublitoral, reflejando las tres etapas de alzamiento, marcadas también en la Sierra distinguiblemente por su influencia sobre la intensidad de los efectos en la formación del hielo glaciario. Las partes del fondo marino emergidas del mar, los así llamados tablazos, ofrecen el aspecto de mesetas o plataformas, en diferentes posiciones altitudinales según su vinculación a una o más fases de alzamiento; en otras palabras: de un grupo de tablazos de varias alturas, el más elevado es el más antiguo y ha experimentado repetidas veces los efectos de los alzamientos correspondientes al número de las fases epirogénicas que produjeron su elevación.

Tablazos marinos del Pleistoceno se ofrecen al observador en la parte septentrional de la isla de Puná, en la península de Santa Elena, en las regiones costeras de Manta-Montecristi y en las costas septentrionales de las provincias de Manabí y Esmeraldas.

Se extienden tierra adentro hasta por 10 y más kilómetros y ocupan áreas hasta de muchos centenares de kilómetros cuadrados. Sus superficies aparentemente planas y horizontales suben y bajan ligeramente a consecuencia de la inestabilidad tectónica de la costa, que parece perdurar en la actualidad. Están cruzados estos tablazos y partidos por los cortes erosionados de la red hidrográfica de los ríos y a veces sólo presentan aspectos parciales, remanentes de la gran extensión anterior.

A cada fase de levantamiento siguió un periodo de interrupción del movimiento elevador, durante el cual, en unión con ligeros hundimientos, se había originado, por la acción arrasadora y aplanadora del oleaje marino, una nueva plataforma en el substrato, depositándose sobre ella en disconformidad con los estratos subyacentes, las masas detríticas que el oleaje arrancó de los acantilados a medida que la acción arrasadora avanzaba tierra adentro. De este modo las capas sedimentarias casi horizontales de los tablazos en vía de integrarse, cubren en discordancia las Formaciones truncadas del substrato; por ejemplo, los estratos cretácicos múltiplemente plegados de los así llamados **cherts** o capas dislocadas durante el Terciario. Su espesor puede ascender a unos 10 metros y más. Se componen de conglomerados y preferentemente de arenas gruesas y finas, que contienen como fósiles, en primer lugar, las conchas de moluscos, habitantes de las bajas aguas sublitorales.

La siguiente fase del alzamiento epirogénico hizo emerger de nuevo el fondo marino para formar, por un idéntico proceso de arrasamiento y sedimentación, un segundo tablazo y al mismo tiempo levantar el ya existente primer tablazo. Asimismo, ha podido originarse un tercer tablazo como última grada más baja de los tablazos escalonados. En casos excepcionales los tres sucesivos tablazos aparecen entre si tan cercanos que, con toda claridad se agrupan en escalones superpuestos, uno sobre otro, como por ejemplo en la isla de La Plata y en el cerro de la Puntilla. G. Sheppard (Lit. N° 73, 1937) y R. Hoffstetter (Lit. N° 37, 1948) han publicado los resultados de sus investigaciones sobre el fenómeno geológico-morfológico de los tablazos: el primero con muchos detalles sobre la isla de La Plata, el segundo sobre la región de la península de Santa Elena y en especial sobre todas las particularidades de la Puntilla.

La **isla de la Plata**, a cerca de 40 kilómetros al Oeste del puerto de Callo, mide unos 5.5 kilómetros de largo y 2 kilómetros de ancho. Casi toda la masa de la isla consiste, aparte de pocas lutitas alteradas, de una roca volcánica gris oscura de dolerita (tipo basalto) y de este modo corresponde, petrológicamente, al Cabo de San Lorenzo, que dista unos 30 kilómetros hacia el Noreste y se compone de la misma dolerita.

De idéntico modo que en la tierra firme, muéstranse en tres diferentes niveles las terrazas planas que el oleaje marino había erosionado, arrasando la dura roca de la mole volcánica, cada una en correspondencia cronológica con una larga interrupción del levantamiento epirogénico. Sobre las plataformas han sido depositadas capas detríticas marinas de facies litoral y sublitoral, características de los tablazos, las cuales, en el caso presente, contienen grandes cantidades de guijas rodadas de dolerita, que forman la mayor parte de la isla, indicando los efectos de la anterior acción arrasadora del oleaje durante la formación de las terrazas de los tablazos. El espesor de los tablazos no excede 30 metros aproximadamente.

Los tres tablazos en altitudes de 35, 170 y 250 metros sobre el nivel del mar se distinguen con toda evidencia (véase el perfil esquemático N° 6). El tablazo más elevado y por eso también más antiguo ha dado lugar a la formación de altos acantilados y declives escarpados del lado oriental de la isla. Hacia el Oeste descienden sucesivamente los escalones de los tablazos segundo y tercero. El último, el más bajo y moderno (fin del pleistoceno), se extiende por grandes áreas en la parte occidental de la isla. Allá los acantilados se elevan, de las estrechas y rocosas playas, a 35 metros. La arrasada superficie de rocas ígneas que forma el substrato de este tercer tablazo se cubre sólo de capas delgadas de sedimentación detrítica irregular.

Las quebradas en el primer tablazo más alto, profundamente excavadas en dirección a la tierra firme, hacen deducir a G. Sheppard, que hubiesen tenido su continuación en un trozo continental hundido entre la isla y las actuales playas del continente, y que, acaso, el continente hubiera abarcado la isla misma y así se hubiese extendido mucho más hacia el Oeste que en la actualidad, antes de sumergirse al fin del Pleistoceno la parte continental entre la isla y el continente.

En el extremo occidental de la península de Santa Elena, en la así llamada Puntilla, salta a la vista la silueta del achatado bastión, triplemente escalonado, del cerro de la Puntilla (véase el perfil esquemático N° 7), que consiste de un macizo alargado de chert caprichosamente plegado, Formación del Cretáceo Superior. En las duras lutitas silicificadas, de colores gris claro hasta oscuro, amarillento o verdusco, están erosionados por la abrasión marina los pisos casi horizontales de los tres tablazos en diferentes niveles altitudinales. La extensa superficie de abrasión del tope del cerro representa el primer tablazo más antiguo del Pleistoceno Inferior, a la altura de alrededor de 75 metros, y corresponde al remanente erosional del mismo tablazo que aparece en las partes cimeras de la alargada loma de Ballenita, al Norte del pueblo Santa Elena. A causa del siguiente levantamiento, el mar había arrasado y acantilado en gran parte el substrato del primer tablazo y formado el segundo tablazo más bajo (Pleistoceno Medio). Al fin quedó, en forma de isla, el resistente bloque de chert, rodeado por acantilados escarpados que se basan, por el lado oriental, en el segundo tablazo de 45-50 metros de altura, el cual posteriormente ha sido eliminado en parte en el lado occidental por la abrasión del tercer tablazo inferior (Pleistoceno Superior) de unos 10 metros de altura, que a su vez había agrandado la circunferencia de la isla hasta que el tercer tablazo se extendió a tantas áreas que una gran parte occidental de la actual superficie de la península, por levantamiento epirogénico, se convirtió en tierra firme, incluyendo la Puntilla.

Parece que la Puntilla en tiempos recientes ha experimentado un movimiento desigual de basculación. De consiguiente delante de su orilla septentrional, una plataforma submarina está emergiendo, en tanto que al lado Sur de la Puntilla, al Este de Punta Brava, el tercer tablazo ha descendido de modo que su consolidada superficie está de nuevo alcanzada por el oleaje de altamar y expuesta a resquebrajamiento y destrozamiento considerables. La capa arenosa calcárea se prolonga, cubriéndose de una duna, a partir de Punta Brava hacia el Sureste, en línea recta hasta Punta Carnero, y constituye una playa barrera (barrier beach) de poca elevación sobre el nivel del mar protegiendo las pampas salinas de tierra adentro.

Entre el balneario de Salinas, en la orilla Norte de la península, a unos tres kilómetros de la Puntilla y la mencionada barrera en la orilla Sur, se explayan las pampas salineras que sirven para la explotación de sal cruda. En los estanques rectangulares poco hondos de 100 metros de largo por 30 de ancho, excavados en las arenas marinas del Cuaternario, se filtra el agua salada. Por la continua evaporación en los largos periodos de completa sequía, cristaliza el cloruro de sodio. Durante el proceso de evaporación, la cantidad del agua evaporada está reponiéndose continuamente por filtración capilar de agua salada del fondo del estanque y de este modo aumentando el volumen de sal diluida en el agua salada del estanque, hasta que por la precipitación sedimentación de los sulfatos de calcio la capilaridad del fondo del estanque queda obturada. De consiguiente la concentración salina en cada estanque se completa a medida que la evaporación y la precipitación de la sal empieza formando primero agrupaciones de pequeños cristales y termina por la evaporación completa del agua y la cristalización de una capa de sal cruda de 3 a 10 centímetros de espesor.

El proceso entero dura de dos a tres meses, según las condiciones climáticas reinantes que cada vez aceleran o retardan la evaporación. La sólida tabla de sal cruda se destroza en pedazos adecuados para el transporte a la refinería de Salinas.

Según los estudios de R. Hoffstetter (Lit. N° 37, 1948) las conchas de moluscos y demás restos fósiles existentes en los tablazos representan una fauna pleistocénica que se rejuvenece gradualmente en el orden de sucesión cronológica de los tablazos del 1° hasta el 2° y 3°. Además, aparecen más y más especies actuales en creciente número en los tablazos modernos y ciertos géneros se extinguen. El mismo autor ha determinado muchísimos fósiles típicos de los singulares tablazos como Pleistoceno Inferior, Medio y Superior.

El tablazo tercero del Pleistoceno Superior se había desarrollado considerablemente en la Península de Santa Elena, en primer lugar, a lo largo de la costa septentrional. R. Hoffstetter señala el hecho especial de que su altitud, que no excede los diez metros, varía algo. De consiguiente deduce, que en los lugares donde la plataforma fue erosionada en el substrato chértico, el tablazo es más alto; en tanto que baja ligeramente entre los afloramientos del chert, sugiriendo la impresión de que las masas chérticas hubiesen reaccionado al levantamiento en mayor grado que las demás Formaciones del substrato.

En la región de la Carolina el tercer tablazo está substituido por estratos de sedimentación fluvial, que corresponden a los depósitos de un estuario. Las capas arenosas se muestran secundariamente impregnadas de espeso petróleo oxidado que había subido por grietas rupturales de los yacimientos terciarios del subsuelo. Las Formaciones continentales se extienden aún más al Sur e indican la dirección en que llegaron las aguas del antiguo río. Encima de la sucesión de arenas petrolíferas, generalmente sin fósiles, se despliega una capa de unos 50 centímetros de espesor de "Tierra brea" muy compacta y entremezclada de abundante restos vegetales y huesos fosilificados de variados mamíferos y otros animales, entre ellos de Mastodontes, Megatherios, Caballos, Cérvidos, Carnívoros, Reptiles, – como Cocodrilos, Testudos, Iguanas, etc. – bien conservados por su impregnación de bitumen. La "Tierra brea" la cubre otra capa de 50 centímetros de espesor de arena de color café, que contiene un surtido complejo de huesos fósiles de menor tamaño, entre ellos restos de aves, como rapaces, loros, patos, palomas y hasta fragmentos de insectos. El conjunto de la fauna, que contiene entre los vertebrados numerosas formas extinguidas, nos da una idea sobre las condiciones ecológicas de su ambiente. Según R. Hoffstetter, habría existido en esta zona un paisaje de selva rala, análoga a la que distingue actualmente el interior de la provincia de El Oro, en contraposición al clima que hoy día rige en la península. Ante todo, la influencia de la corriente de Humboldt, en aquel entonces, debe haber sido mucho menor, lo que hubiese permitido establecerse en la región de la península, un clima más caliente y húmedo, apto para el desarrollo de una vegetación que suministra suficientemente alimentación también a los numerosos vertebrados grandes.

Después de la última fase de alzamiento, en todas partes de la Península, la facies del Pleistoceno cambió de aspecto, determinantemente, convirtiéndose en facies continental. Pues los depósitos marinos del tercero y, a veces, del segundo tablazo están cubiertos de sedimentos fluvio-lacustres o aluviales, en muchos casos también eólicos. Los últimos se han superpuesto igualmente sobre las Formaciones del estuario antiguo de la Carolina y constituyen la transición al Cuaternario reciente (Holoceno), en forma de una capa de arena fina y limosa, que se extiende sobre grandes áreas de la península, y contiene como fósiles, por ejemplo, los caracoles del gastrópodo Porfirobapheiostoma (Sow), molusco acostumbrado a un clima húmedo y, por eso, comprobante de que antes, en estas zonas, había reinado un clima más húmedo que el actual.

En cambio, más hacia el Norte, la misma especie vive aún en la actualidad en ciertos parajes de la provincia de Manabí cerca de Manta. Así queda evidenciado que en la península se ha operado, a partir del Pleistoceno Superior, un cambio de clima, a consecuencia del desvió de la corriente fría de Humboldt hacia el Noroeste, es decir que el árido clima del Noroeste del Perú había invadido la península, tocando sólo la región costera de la provincia de El Oro. La corriente fría pasó por fuera del estuario del río Guayas y acercándose a la costa suroccidental de la península de Santa Elena dio origen en ella al actual clima árido. De allí tomó el curso directo, como en la actualidad, al archipiélago de Colón, dejando a un lado el continente, en cuya costa el clima cambió gradualmente de árido a húmedo.

La llana región costera de la provincia de El Oro también había experimentado movimientos epirogénicos durante el Pleistoceno. No obstante, los hundimientos temporales, efectuáronse levantamientos en grado moderado. De consiguiente, emergió un sólo verdadero tablazo, a cuyo pie se extiende un segundo, todavía en proceso de emersión.

Las inmediatas orillas del mar las cubre la característica zona de manglares. Tierra adentro siguen las pampas salinas del segundo tablazo hasta el pie del tablazo primero, dando lugar a la dulcificación de sus terrenos a medida de la creciente distancia de la costa a causa del ascendente nivel altitudinal, para transformarse progresivamente en terrenos cultivables. Sin embargo, los cocoteros indican aún la presencia de agua salada en el fondo.

En la costa cerca de Manta, notoriamente, han aparecido dos tablazos. En otras partes, el Cuaternario está representado por las playas y vastos manglares de las orillas marinas donde el fondo del mar todavía está en vía de emerger del océano. Además, en las depresiones de las desembocaduras de los ríos y en sus amplios estuarios se acumulan extensas áreas de aluviones, en combinación con la acción creadora de los manglares, que grandemente colaboran en la formación de tierra nueva, a causa de su capacidad de retener entre su raigambre las finas suspensiones terrígenas conducidas a las orillas del mar por los ríos.

En los parajes de Esmeraldas, Punta Galera, Cabo Pasado, Bahía de Caráquez, más bien la costa había sido sometida a hundimientos temporales y sólo al fin del Pleistoceno se hace notable allí, el levantamiento, de modo que las desembocaduras de los valles formadas durante el Plioceno y Pleistoceno Inferior y hundidas hasta fines del Pleistoceno, nuevamente emergen del mar como valles colgantes y dejan salir a la luz sus fondos rellenados de sedimentos marinos. Tales fenómenos se manifiestan en las costas acantiladas de las regiones mencionadas.

VI. Tectónica general e historia geológica

1) Generalidades

En el modelado morfológico se reflejan en mayor o menor grado las estructuras tectónicas.

La comparación del mapa topográfico del Ecuador con los respectivos mapas geológicos o tectónicos (véase el croquis tectónico del Ecuador N° 3) evidencia que los rasgos principales de las estructuras tectónicas se manifiestan en los elementos morfológicos del país.

Generalmente se distinguen a partir de la Costa: Litoral, Cordillera Occidental, Depresión interandina, Cordillera Real (oriental) y el Oriente, a saber, las serranías subandinas y llanuras de la Cuenca Amazónica. Por consiguiente, cada sección geográfica, a causa de su configuración morfológica, presentará condiciones tectónicas especiales y características. Esta disposición bien definida se refiere, en primer lugar, a la mitad septentrional del país. En el Sur, empero, la estructuración orográfica está más complicada, hecho que señala asimismo el mayor grado de complejidad tectónica de estas zonas.

En los mapas topográficos se nota que la Cordillera Occidental y, más distintamente, la Cordillera Real forman en sus términos australes arcos curvados hacia la Costa, de modo que la Cordillera Real, pasando por la Cordillera de Chilla (líneas tectónicas de dirección ENE-OSO hasta E-O), encuentra su continuación hacia el SO en las cordilleras costeras australes.

Aunque entre Saraguro y Zaruma la unión de la Cordillera Real con la cordillera de Tagüín parezca estar incompleta, cubierta por las efusiones volcánicas del Terciario, que se superponen a estas zonas montañosas, las condiciones tectónicas y estratigráficas conducen a la conclusión evidente de que la Cordillera Real y las cordilleras costeras: Tagüín, Larga y Amotape, no sólo morfológicamente están unidas formando un todo orográfico, sino también que pertenecen juntas a la misma orogenia. De este modo, la sucesión de las cordilleras Real, Tagüín, Larga y Amotape constituye en realidad la estructura cardinal del país, la que ha influenciado en las demás condiciones tectónicas y geológico-estratigráficas en gran escala.

Hacia el Norte, la Cordillera Real se prolonga inmediatamente por la Cordillera Central de Colombia, que allá desempeña un papel igualmente importante, como lo hace la Cordillera Real en el Ecuador.

Al lado occidental de la Cordillera Real se alza la Cordillera Occidental. Entre ambas ha quedado la depresión interandina que, hacia el Sur, pierde extensión e importancia en la medida que la Cordillera Real, con su prolongación de las cordilleras de Tagüín, Larga y Amotape, vira hacia la costa y pone, con este cambio de rumbo, un término a la Cordillera Occidental. Pero, en dirección Norte, la última continúa sin interrupción, formando la Cordillera Occidental de Colombia, de tal manera que ambas cordilleras occidentales, la ecuatoriana con la colombiana, dan lugar a la constitución de una cordillera individual de los Andes septentrionales, distinguida por condiciones geológicas especiales. También la depresión interandina, que se presenta en el Ecuador en forma de una fosa tectónica (Graben), tiene su prolongación hacia el Norte por la depresión entre las Cordilleras Occidental y Central de Colombia, llamada el “Graben de Patía y Cauca”.

De la Cordillera Central está separada la Cordillera Occidental colombiana por el extenso y largo valle del Río Magdalena. Generalmente se supone que la continuación austral de la última, en los terrenos ecuatorianos, ha quedado poco desarrollada, manifestándose por la discontinua agrupación de las serranías y cordilleras subandinas que son, de Norte a Sur, los cerros de Lumbaqui (1128m) entre los ríos Aguarico y Coca, el cerro Pan de Azúcar, el alzamiento de Napo-Galeras, con el volcán apagado Sumaco (3828m), la elevación del Mirador, al Noroeste de Puyo, y la cordillera de Cutucú, al Sur del Río Pastaza (2030m). Al acentuarse la continuidad de estas elevaciones se bifurca la cordillera de Cutucú y hace salir dos ramificaciones hacia el valle del Río Marañón: 1) El complejo de serranías de rumbo marcado N-S, formado por las cordilleras y cadenas paralelas, entre los ríos Zamora-Nangaritza, de un lado, y Santiago del otro. Su extensión, al Sur del río Marañón, a partir del Pongo de Rentema, forma las cadenas de la Cordillera Central del Perú, limitadas por los cursos NO-SE del alto Marañón y de los ríos Huancabamba-Hualaga. 2) Los cerros de Campanquiz, entre los ríos Santiago y Morona que, cruzando el Río Marañón por el Pongo de Manseriche, prosiguen al Sur de este río con rumbo NO-SE, bajo la denominación de Cordillera Oriental del Perú, entre los ríos Huancabamba-Huallaga y el curso superior del río Ucayalí.

Aquí en el Sur ocurren, como ya antes se ha mencionado, singulares condiciones tectónicas: aproximadamente en la zona que se extiende a lo largo del 5° grado de latitud Sur, las cordilleras se doblan por un codo casi rectangular, y sus direcciones NE-SO, predominantes al Norte de la altitud mencionada, cambian bruscamente, en rumbos de NO-SE, al lado Sur de esta latitud, línea así muy significativa que coincide con la prolongación occidental del eje del grande parageosinclinal continental de la Cuenca Amazónica. Por eso fue denominado: **Eje Amazónico**, pues ha ejercido influencia importante en la tectónica y las condiciones geológico-estratigráficas de sus alrededores. Al Sur de este Eje amazónico las cordilleras peruanas, después de haber virado, en la cercanía del Eje, sus rumbos SSE-NNO hacia SE-NO se encuentran en posición casi simétrica con las cordilleras y serranías al Norte del Eje (véase el croquis tectónico del Ecuador N° 3).

Consiguientemente, el arco cordillerano de Tagüín-Larga-Amotape, continuación de la Cordillera Real, corresponde, al Sur del Eje, amazónico, la cordillera costera peruana, representada primero sólo por sus fracciones llamadas Silla de Paita, Cerros de Illescas, Islas de Lobos y, más al Sur, por la continua cordillera costera misma. Tierra adentro, transcurren en dirección más o menos paralela, las cordilleras principales del Perú septentrional: la Occidental, la Central y la Oriental, con rumbos predominantes SE-NO.

Aunque las cordilleras peruanas Central y Oriental forman las prolongaciones australes de las ramificaciones de la cordillera ecuatoriana de Cutucú, la Cordillera Occidental del Perú, empero, no puede ser puesta en relación inmediata con la Cordillera Occidental ecuatoriana, porque la última termina al Norte de la cordillera de Tagüín como ya fue expuesto.

Una marca geográfica importante del lado occidental del Continente sudamericano la representa el saliente de la costa en la región del SO ecuatoriano y del NO peruano, indicando las singularidades estructurales allí existentes, donde, aproximadamente, entre el cuarto y quinto grado de latitud Sur, el Eje Amazónico alcanza la costa. Es de suponer que bajo la influencia de los movimientos tectónicos compresivos de dirección N-S, que habían originado el hundimiento del parageosinclinal amazónico, las cordilleras de ambos lados del Eje han sido desviadas hacia el Oeste para formar así el saliente del continente.

El ensanchamiento del Litoral ecuatoriano entre Guayaquil y San Lorenzo en el Norte, cerca de la frontera colombiana, tiene su significación especial para la tectónica del Litoral. Representa una plataforma continental tan ancha que ha dado lugar al desarrollo de un sistema fluvial muy extenso: a saber, al más grande de toda la costa occidental del continente. Cordilleras y serranías bajas festonean su circunferencia y suministran así indicaciones de sus peculiaridades tectónicas que revelan las causas de su origen.

2) Megaeras geotectónicas y eras orogénicas:

Ciclos geosinclinal-orogénicos de la América del Sur

Los estudios sintéticos y las deliberaciones sobre la geotectónica, realizadas por los geólogos de todo el mundo, han avanzado, en líneas generales, el concepto de la geotectónica de la corteza terrestre. En lo siguiente serán tocadas las condiciones geotectónicas del continente sudamericano tal como corresponden a la opinión del famoso geólogo alemán Hans Stille.

Por una trascendental incisión geohistórica, el desarrollo de la geotectónica está repartido en dos megaperiodos, que, retrospectivamente, a partir de la era actual, son: el **Neogéico** y, conforme a éste, la megaera geotectónica moderna o posterior, y el **Proterogéico** al que corresponde la megaera geotectónica anterior.

El Proterogéico comprende según A. C. Lawson (1913) los periodos geológicos del Arcaico (Azoico), a saber el Laurentiano y el Huroniano (véase Tabla N° 1).

El Arcaico Laurentiano después de haber sufrido la orogenia laurentiana, está seguido por el Huroniano que por su parte fue sometido a la orogenia algomiana, de modo que todos los espacios geosinclinales móviles de la corteza terrestre que, a fines del Huroniano, habían estado a la disposición de la orogenia, fueron consolidados, es decir transformados en estado estable cratónico. Consiguientemente, la corteza terrestre, al terminar la orogenia algomiana se había compuesto sólo de los cratones altos de los continentes primitivos y de los cratones bajos de los océanos antiguos, creciendo de zonas aún plegables, aptas a transformarse en geosinclinales.

La aplanación y peneplanización de las cordilleras algomianas, que habían ocupado amplias franjas marginales de los continentes primitivos, y los efectos de la isostasia han procurado las condiciones necesarias para originarse nuevos geosinclinales extensos (ortogeosinclinales), al contorno de los continentes primitivos, de modo que la subsiguiente regeneración epialgomiana transformó estas anchas fajas marginales peneplanizadas de los continentes en geosinclinales. Con eso fueron creados nuevos espacios móviles, por los que pudieron neutralizarse las tensiones y especialmente las presiones producidas por las pérdidas térmicas del globo terrestre en el proceso de su enfriamiento; es decir, por los efectos de contracción y de fenómenos químicos-físicos y magmáticos del interior del globo terrestre. Así se establecía, a continuación, el equilibrio de las fuerzas actuantes en la corteza terrestre, por la formación de sucesivos ciclos geosinclinal-orogénicos durante la megaera geotectónica posterior (moderna).

Este concepto de la disposición del mar y tierra firme en la antigüedad de la geohistoria corresponde a la opinión de H. Stille y su teoría de la constancia de los océanos, es decir, de que desde un principio no había cambiado, en líneas generales, la repartición y forma de los océanos primitivos, prescindiendo de los sucesivos procesos geosinclinales y orogénicos que, en múltiple repetición, sometieron áreas marginales de los océanos a emerger y sumergir alternativamente en el amplio ritmo de las eras orogénicas; o mejor dicho, del cambio entre movimientos verticales, que forman por hundimiento el lecho de los geosinclinales, y procesos orogénicos que por compresión tangencial (horizontal) pusieron en pliegues el contenido sedimentario de los geosinclinales, originando las extensas áreas alargadas de las cordilleras.

El geólogo norteamericano Ewing y sus colaboradores, ante el último congreso geológico internacional de Helsinski (1960), han publicado resultados interesantísimos respecto a la constitución de la corteza terrestre. Por medio de la propagación de las ondas sísmicas Rayleigh, fue observado que, entre los bloques continentales y los basamentos profundos de las cuencas oceánicas, existen diferencias elementales de composición y estructura geológicas hasta la profundidad de 400 kilómetros. De este modo la estructuración de la corteza terrestre manifiesta desigualdad en niveles horizontales hasta mucho mayor profundidad de la que anteriormente se había supuesto. Por eso se comprueba que los singulares compartimentos estructurales de la corteza terrestre están arraigados con el interior del globo en tanta profundidad que un desplazamiento de los continentes a mayores distancias queda excluido, porque el nivel (astheno-esfera de Gutemberg) que habría permitido tales movimientos horizontales, se encuentra en medio del bloque continental mismo, sólo en profundidades de 50 a 100 kilómetros y no coincide con los niveles correspondientes de los compartimentos vecinos. Con esto la opinión de H. Stille halló su confirmación; en cambio, la audaz teoría de Wegener del desplazamiento de los continentes a grandes distancias parece haber perdido, en gran escala, su valor.

Por medio de la formación de los geosinclinales móviles y subsiguientes plegamientos orogénicos, la corteza terrestre, aparte de sus áreas rígidas, ha adquirido la posibilidad de adaptar su circunferencia al decreciente volumen del globo. También el desplazamiento continental a la deriva (Wegener) en cierto grado muy reducido y las corrientes subcrustales del magma pueden participar en el origen de los movimientos de las fracciones tectónicas de la corteza terrestre, de los así llamados cratones, movimientos que causan las tensiones y compresiones horizontales y, en consecuencia, la formación de los geosinclinales que se rellenan de sedimentos marinos, posteriormente plegados por las orogenias. Son los ciclos geotectónicos cuyos vestigios se presentan en las cordilleras actuales o antiguas, ya aplanadas y peneplanizadas; es decir, reducidas a peneplanicies en mayor o menor grado. Las últimas, a su vez, pueden haber servido, en parte o enteramente, como base regenerada de otros geosinclinales nuevos en los casos en que no habían pasado aún al estado cratónico completamente rígido; a saber, habían quedado en estado cuasi cratónico todavía plegable.

El proceso epialgomiano (Postalgomiano) de extensísima regeneración, inicia una nueva megaera tectónica y por eso ha recibido una denominación especial: **La regeneración fundamental algonquiana** (Der algonkische Umbruch, H. Stille) que ha creado el espacio geosinclinal para las diferentes orogenias del Neogéico, al fin del cual nosotros estamos actualmente. El espacio geosinclinal producido por la regeneración fundamental algonquiana ha sido de nuevo transformado, casi completamente, en consolidadas franjas cratónicas, sucesivamente añadidas y soldadas a los continentes originales (primitivos), durante las eras orogénicas subsiguientes; a saber, durante el decurso del Neogéico que es la megaera geotectónica posterior o moderna.

Las zonas consolidadas por las orogenias, en general, fueron sólidamente agregadas a los continentes, es decir, a los cratones altos pre-existentes, formando así un incremento areal definitivo del continente. Pero existen muchos casos, especialmente en la parte occidental de la América del Sur, en que la consolidación de los geosinclinales había quedado incompleta o sólo en parte completa, de modo que los geosinclinales transformados por la orogenia no han alcanzado el estado cratónico rígido, sino han quedado entera – o parcialmente – en estado cuasi cratónico todavía plegable. Tales zonas se hundieron y fueron regeneradas de nuevo en geosinclinales, como se puede observar en la ancha franja occidental del continente sudamericano (véase el croquis N° 2 de los plegamientos asínticos).

Los lados occidental y oriental de nuestro continente muestran entre sí diferencias esenciales en cuanto a los procesos geosinclinales: en el borde oriental, la acción orogénica se había terminado ya con el Algonquiano, después del primer ciclo geotectónico del Neogéico; a saber, después de la orogenia asíntica. Nada más se ha efectuado en este lado del continente sudamericano; ninguna regeneración epiasíntica en ninguno de los periodos geológicos posteriores, y por eso falta allí, hasta la actualidad, los ortogeosinclinales y las orogenias correspondientes.

En cambio, el lado occidental fue sometido a las acciones complicadas y repetidas de diferentes ciclos geotectónicos, habiéndose realizado sucesivas regeneraciones de estas zonas cuasi cratónicas en anchas franjas, a lo largo del continente primitivo (véase croquis N° 2 de los plegamientos asínticos).

Los ciclos asíntico, varístico y neoandídico han dejado allí sus vestigios en mayor o menor escala. Aparentemente el ciclo caledónico no fue activo en el lado occidental del continente.

Sin embargo, A. A. Olsson, 1956, ha observado la ausencia de las Formaciones silúricas en Colombia, observación que sugiere la existencia de una orogenia durante el Silúrico, que podría ser una orogenia caledónico.

a) La orogenia – Era orogénica asíntica de los Eo-andides (Andes primitivos)

A la regeneración fundamental algonquiana de las franjas marginales del primitivo continente sigue la amplia orogenia asíntica, que reúne los dos núcleos principales: Norbrasilia y Sudbrasilia (véase croquis N° 2 de los plegamientos asínticos), núcleos que fueron antes separados por la regeneración fundamental algonquiana. Finalmente, la Patagonia primitiva fue agregada al continente antiguo por la orogenia varística, al comprimirse por plegamiento el canal de Ventana que antes separó la Patagonia antigua de la Brasilia primitiva.

Al lado oriental, mejor dicho, a los lados nororiental (Guayanides) y suroriental (Brasilides) las regiones plegadas por la orogenia asíntica han sido íntegramente consolidadas y agregadas como partes cratónicas al continente, con lo cual aquí la actividad ortogeosinclinal orogénica fue terminada.

Al lado occidental del continente primitivo, una ancha franja convertida en zona geosinclinal por la regeneración fundamental algonquiana, ha sido plegada por la orogenia asíntica, formando la zona cordillerana de los Eo-andides (Andes primitivos) de los cuales, después de su aplanación (peneplanización), una gran parte fue regenerada por el ciclo geotectónico (Caledónico) varístico, es decir repuesto en estado geosinclinal e inundado por el mar. De este geosinclinal paleozoico emergieron, por compresión y plegamiento de la orogenia varística (herciniana o fases orogénicas akadiana y apalachiana), las montañas varísticas anchísimas llamadas los Pre-andides (Andes precursores), que, a su vez, han sido reducidos por aplanación a peneplanicie como antes los Eo-andides. También gran parte de estos Preandides fueron sujetos a una regeneración y sumergidos para formar el geosinclinal mesozoico (epivarístico) del cual se levantaron, por acción del ciclo geotectónico andídico, los Neo-andides mesozoico-terciario (Cordillera Occidental) los que hasta fines del Terciario sufrieron denudación y aplanación sólo en cierta escala. Por fin, fueron levantados durante el Pleistoceno, junto con los restos no regenerados de los Pre-andides (en nuestro caso: la Cordillera Real), y múltiplemente modificados para formar en su totalidad el conjunto complejo de los Andes actuales.

Aunque el plegamiento y la constitución de las diferentes estructuras fundamentales de las singulares cordilleras parciales de los Andes se han realizado durante varias eras geotectónicas, sin embargo, la formación y configuración del relieve moderno es obra, en primera línea, de los movimientos orogénicos y demás actividades geológicas del neo-mesozoico y cenozoico, que han llevado a efecto, además de plegamientos tardíos, el grandioso alzamiento de los Andes actuales y el modelado por medio del incansable trabajo erosivo de los agentes geológicos, en unión con la acción constructiva del volcanismo pleistocénico y moderno.

Durante el levantamiento cenozoico había actuado una distensión transversal en grandes partes de los Andes, causando las largas depresiones longitudinales que han acentuado la separación de las singulares cordilleras parciales y principales y, al romper la corteza terrestre a lo largo de fracturas longitudinales y transversales, han abierto camino al volcanismo cenozoico.

Parece que la orogenia caledónica que ha influido en la tectónica de muchas otras partes del mundo, también de Norteamérica, quedó inactiva en el lado occidental de la América del Sur.

En cambio, la era geotectónica más antigua del Neogéico, la asíntica, ha dejado en ciertas zonas de los Andes, testigos extensos de suma importancia para la configuración de las cordilleras.

En el Ecuador no se presentan a la vista inmediata los efectos de la era asíntica, pero la posibilidad no debe ser excluida de que unas partes de las cordilleras, plegadas por la orogenia asíntica y restituidas a la función geosinclinal, fueron implicadas en el plegamiento de la siguiente orogenia varística. Como ya hemos visto, series rocosas plegadas en la era varística, están intercaladas del mismo modo entre las Formaciones de las posteriores cordilleras neo-andídicas, por ejemplo, de la Cordillera Occidental.

Inmediatamente al Norte y al Sur del Ecuador se presentan lugares en las cordilleras, descubiertos por la denudación, que exhiben los fundamentos tectónicos atribuidos a la orogenia asíntica. En Colombia, por ejemplo, afloran las rocas metamórficas precámbricas de la Cordillera Oriental, en una faja larga y ancha, a partir del 3° grado latitud Norte, prolongándose hacia el Sur hasta la región oriental de Mocoa (Pasto) ya no lejos de la frontera ecuatoriana. Es de admitir que estas Formaciones cristalinas deben su primer plegamiento a la orogenia asíntica, representando así restos de los Eo-andides. También en el Perú existen rocas precámbricas de amplia propagación, especialmente en la Cordillera Oriental, que forman parte del sistema geotectónico asíntico (Eo-andides).

Por otro lado, tanto en el Ecuador como en las demás regiones de los Andes, los plegamientos de la era geotectónica varística (Pre-andides) ocupan espacios extensísismos.

Como es lógico, se manifiestan más claramente y en mayor escala aquellas cordilleras que deben su origen a las eras orogénicas más modernas, es decir las cordilleras que representan los Pre-andides y Neo-andides que son en el Ecuador la Cordillera Real y la Occidental.

Pero todo lo expuesto se puede resumir:

Generalmente, en las singulares cordilleras principales y parciales, la división morfológica, que se perfila ya en el aspecto topográfico de los Andes, revela los vestigios de las estructuras orogénico-tectónicas, que fueron originadas por las distintas eras o ciclos geosinclinal-orogénicos.

b) La Orogenia (Era orogénica) varística en el Ecuador.

Los Pre-andides (Andes precursores)

Generalidades

La regeneración epiasíntica de extensas áreas de los Eo-andides (véase el croquis tectónico del Ecuador N° 3) llevó a cabo la creación del nuevo espacio geosinclinal para la siguiente orogenia varística. Esta revolución estructural se ha impuesto sólo al lado occidental del continente primitivo sudamericano; mientras que, en el lado oriental, las zonas plegadas por la orogenia asíntica, ya pasadas definitivamente al estado cratónico, fueron soldadas a los bordes nororiental y suroriental, como partes rígidas del cratón continental, en forma de las originarias cordilleras asínticas llamadas Guayanides y Brasilides, respectivamente (véase el croquis de los plegamientos asínticos N° 2).

Además, se ha comprobado que la orogenia caledónica había quedado inactiva en el lado occidental del continente, de modo que las secuencias sedimentarias, a partir del Cámbrico, fueron plegadas por la compresión orogénica de la era varística, como fue observado, por ejemplo, en el Perú.

En cambio, en el lado occidental, se había originado por la regeneración epiasíntica una zona geosinclinal varística alargada, de enorme anchura, a causa del hundimiento de una franja amplia de los sistemas cordilleranos asínticos, peneplanizados, que habían permanecido, en aquel entonces, aún en estado cuasi-cratónico, todavía plegable. De esta amplísima área geosinclinal varística emergieron las extensas cordilleras varísticas denominadas Pre-andides, por plegamientos que se efectuaron durante la era geotectónica varística.

H. Stille explica el singular desarrollo unilateral del continente suponiendo que ya durante la era orogénica varística haya existido para el continente primitivo Brasilia la tendencia de dirigir presiones unilaterales hacia el Oeste (Westdrang), mientras que para el continente primitivo norteamericano (Laurencia) aún predominaba la presión hacia el Este y Sur, la que creó, en estas direcciones, los Appalaquides varísticos, que fueron consolidados y transformados en estado cratónico, soldándose definitivamente a Laurentia y terminando así, en el lado oriental del continente norteamericano, la actividad orogénica. Los Pre-nevadides comprueban, por su posición en el Suroeste de Laurentia, la dirección compresiva varística hacia el Suroeste y Sur.

La influencia del parageosinclinal amazónico en las estructuras tectónicas

En la América del Sur, durante la era caledónica-varística, había actuado, aparte de la dirección compresiva occidental, la presión mutua de Laurentia y Brasilia primitivas, una en contra de la otra. Este desarrollo de fuerzas tectónicas en dirección N-S y S-N, paralela a los meridianos, empezó ya después de la orogenia asíntica, durante el estado geosinclinal preparatorio de la era caledónico-varística, y persistió por las repetidas actividades orogénicas hasta la era neoidicolaramídica. Así se explica el hundimiento parageosinclinal del área del cratón continental de Norbrasilia por compresión geotectónica. El eje del parageosinclinal amazónico de dirección E-O representa el **Eje amazónico**.

El antiguo océano atlántico penetró en este parageosinclinal desde el Este, inundándolo, durante el Paleozoico y depositando sobre el antiguo basamento precámbrico potentes sedimentos marinos cámbricos hasta carboníferos, en esta zona de hundimiento continuo. La gigantesca artesa amazónica, empero, no ha pasado más allá del estado parageosinclinal; no se originó en ella una verdadera orogenia, prescindiendo de ligeras ondulaciones. La fuerza compresiva había cesado a fines del Paleozoico, y, a continuación, todo el areal amazónico entró en movimiento de levantamiento epirogénico, mientras a lo largo de los Andes varísticos (Pre-andides), entre el escudo brasilero, con su parageosinclinal epicontinental, y los Andides se formó el geosinclinal mesozoico con las secuencias sedimentarias del Triásico, Jurásico y Cretáceo. Sólo en las postrimerías del Mesozoico la cuenca amazónica, de nuevo, fue inundada por una transgresión parcial del mar cretácico en la región del bajo Amazonas; de este modo se puede observar que los estratos marinos paleozoicos, algo modificados en su posición estratigráfica, están cubiertos, discordantemente, por sedimentos del Cretáceo Superior, en escala reducida, además de los del Terciario, que caracterizan el retroceso del mar en dirección Este.

El movimiento compresivo que dio al parageosinclinal amazónico, y que accionó siguiendo el rumbo de los meridianos, puede explicar las singulares configuraciones estructurales al lado occidental del continente, al Norte y Sur del eje amazónico, movimiento que ha afectado principalmente las Formaciones paleozoicas (véase el croquis tectónico del Ecuador N° 3). Así las cordilleras varísticas, Real-Tagüín-Larga-Amotape cambian sorprendentemente su rumbo, aproximadamente N-S, en dirección NE-SO hasta E-O, ajustándose a la del Eje Amazónico, a cuyo lado Sur las cordilleras peruanas muestran una tendencia similar de cambiar, casi simétricamente, su rumbo bajo la influencia del Eje Amazónico, es decir de la fuerza compresiva paralela a los meridianos.

La Cordillera Cardinal Norandina constituida por la Cordillera Real, las cordilleras costeras Tagüín-Larga-Amotape y la Cordillera Central de Colombia. Su influencia en la estructura del Noroeste de Sudamérica.

En el capítulo precedente quedó indicado ligeramente cual espacio largo y ancho habían ocupado los Pre-andides, es decir, la primitiva cordillera varística. Después de su peneplanización, gran parte de ella ha sido sumergida, regenerándose en zonas geosinclinales, en las cuales, por ejemplo, se plegó y emergió la actual Cordillera Occidental. Las pizarras paleozoicas semimetamórficas, intercaladas como testigos de la orogenia varística, entre los estratos mesozoicos en diferentes lugares de la Cordillera Occidental, y las rocas paleozoicas de la cordillera subandina de Cutucú (Oriente), plegadas por primera vez durante la orogenia varística, manifiestan la amplitud del enorme espacio de los Pre-andides que han constituido las montañas de la anterior cordillera varística. También para el Perú, William F. Jenks (Lit. N° 43, 1956, Geol. Soc. Am. Mem. 65, New York), supone que los Preandides varísticos hubiesen ocupado toda la anchura del extenso espacio geosinclinal, a partir de la Cordillera Oriental peruana hasta la costa actual, donde la cordillera costanera y sus restos, plegada por la orogenia varística, se componen igualmente de sedimentos paleozoicos metamorfizados y transformados en esquistos cristalinos.

Ya al plegarse en el geosinclinal, las montañas nacientes empiezan a nivelarse y, finalmente, se reducen a peneplanicies que por hundimiento e inundación marina se transforman, regenerando la base del nuevo geosinclinal mesozoico. Pero no sólo toda el área afectada por la orogenia varística fue regenerada y repuesta por sumersión al estado de geosinclinal, sino también una faja alargada, la cual constituye la Cordillera Real con su arco costanero, que quedó tierra firme, como un umbral tectónico, repartiendo el geosinclinal mesozoico en dos grandes artesas de sedimentación separada.

En general, los sedimentos mesozoicos depositados a los dos lados de la Cordillera Real, inclusive en su prolongación por el arco costero, se han desarrollado de manera distinta en cuanto a su litología, facies y fauna; hecho que comprueba que las cordilleras mencionadas han constituido un verdadero umbral, aunque bajo, de tierra firme entre los mares mesozoicos y terciarios, oriental y occidental. Lo mismo vale para la región de la Cordillera Central y Colombia, como veremos más adelante. Está evidenciado que ella pertenece también a la orogenia varística. Su composición litológica de granitos antiguos, esquistos cristalinos y pizarras paleozoicas asemeja mucho a la de la Cordillera Real-Tagüín-Amotape.

A causa de la existencia de una fauna de graptolitos ordovicianos, H. Gerth (Lit. N° 31, 1955, p. 151) se ve precisado a atribuir la orogenia de la cordillera central de Colombia al intervalo entre los periodos del Ordovícico y Triásico, lo que corresponde a la era geotectónica varística, ya que la era caledónica no había entrado en acción en el lado occidental de Sudamérica.

A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956) considera la Cordillera Central de Colombia como “the old positive area of Colombia”, a saber, como el antiguo elemento tectónico positivo.

De las condiciones estratigráficas se desprende además que la Cordillera Real, como resto de la gran cordillera varística, aun representando sólo una faja estrecha y baja de tierra firme, ha existido ya antes de que, en su lado occidental, la Cordillera Occidental, fuese plegada, emergiendo del geosinclinal epivarístico, mesozoico – neo-andídico. Los estratos de los conglomerados marinos de la Cordillera Occidental, puestos por el plegamiento en posición vertical, se yerguen actualmente en las cadenas occidentales inmediatamente opuestas a la Cordillera Real y se componen de guijarros de cuarzo, cuarcita y filita, que han provenido de la denudación y erosión de los esquistos cristalinos de la Cordillera Real ya existente, en el tiempo de la sedimentación de los conglomerados en las orillas del mar mesozoico, al pie de la Cordillera Real.

Como ya fue expuesto, el arco cordillerano austral de la Cordillera Real, dirigido con rumbo NE-SO hacia la costa de la provincia de El Oro, y representado por las cordilleras Tagüín-Larga-Amotape, se compone, tal cual la Cordillera Real del Ecuador y la Central de Colombia, de granitos antiguos, gneises intrusivos y esquistos paleozoicos en diferente estado de metamorfosis. Fue plegado durante la era varística, según A. G. Fischer (Lit. N° 30, 1956).

Por razón de todos estos hechos debe concluirse que la Cordillera Real ecuatoriana, con su arco costero corresponde a la era varística y forma, junto con la Cordillera Central de Colombia, no obstante, su aparente discontinuidad geográfica, una larga cordillera principal, orogénicamente uniforme, de los Andes, la que partiendo del Océano Atlántico pasa por Colombia y el Ecuador. En el SO del Ecuador y en el NO del Perú, respectivamente, se recorva a la costa del Océano Pacífico, influenciada por la tectónica del Eje Amazónico. Esta importantísima unidad estructural y también morfológica de cordilleras se denominará en adelante **Cordillera Cardinal Norandina**. A pesar de su fuerte reducción por denudación y erosión, ha desempeñado durante el Mesozoico el papel de umbral de tierra firme, de enorme extensión longitudinal entre los océanos oriental y occidental; especialmente, entre los mares cretácicos atlántico y pacífico; de esta manera se habían originado diferencias esenciales de las faunas fósiles y facies de los sedimentos en ambos lados de la Cordillera Cardinal Norandina. En escala limitada, este umbral ha sido inundado en las postrimerías del Mesozoico y sólo temporalmente en muy pocos lugares, cuando en su aplanamiento había ampliamente progresado antes de su posterior levantamiento completo. Movimientos orogénicos durante el Jurásico Superior hasta el Eo-cretácico, que produjeron efectos considerables en las zonas subandinas, habían causado la tendencia a levantarse el umbral y reforzar su función de servir de divisoria entre los dos océanos, movimientos que deben se apreciados como primeras fases orogénicas, kimmeriana o nevadiana de la era neo-andídica.

Consiguientemente, existen en el Cretáceo importantes diferencias de las faunas y facies entre el Oriente ecuatoriano, de un lado de la Cordillera Real, y las regiones de la posterior Cordillera Occidental y del Litoral, del otro lado. Hay que añadir que, en general, los sedimentos cretácicos y su contenido de Fauna fósil, al Este de la Cordillera Cardinal Norandina, son preferentemente de un tipo atlántico (Lit. N° 74, 1956, A. A. Olsson); en cambio, los del Oeste se adscriben al tipo pacífico (Lit. N° 31, H. Gerth, 1955 y Lit. N° 74, A. A. Olsson, 1956). Las diferencias se acentúan por el hecho de que faltan, comúnmente, al tipo occidental pacífico las Formaciones sedimentarias del Aptiense y Albiense (Cretáceo Inferior) que son características del tipo oriental atlántico.

Anteriormente se había opinado (Lit. N° 83, W. Reiss, 1921) que el Cerro Hermoso de los Llanganates en la Cordillera Real, estaría compuesto de sedimentos cretácicos iguales a los del río Topo, o sea del Oriente, formando así un resto de una capa potente de sedimentos marinos mesozoicos depositados inmediatamente sobre las rocas metamórficas de la aplanada cordillera varística, que reducida a peneplanicie habría servido como fondo del geosinclinal antes del supuesto levantamiento de la Cordillera Real. De esta teoría, ya puesta en duda por F. Von Wolff (Lit. N° 150, 1904b), se dedujo que en la región en cuestión habría existido una unión de los mares cretácicos oriental y occidental. De investigaciones posteriores (Lit. N° 104, W. Sauer, 1958) ha resultado que el Cerro Hermoso constituye un arrecife tectónico. En su base, las zonas miloníticas muestran que este cerro representa el resto, o el testigo, de una cobijadura tectónica, traída a este lugar por movimientos orogénicos, y que sus componentes rocosos no han sido depositados por sedimentación marina en su sitio actual. Por eso no pueden comprobar ninguna transgresión marina.

En Colombia recubren localmente partes de los sedimentos cretácicos las estribaciones laterales del antiguo umbral. Por ejemplo, en las regiones entre Pasto y Mocoa, y talvez al Este de Popayán, parece haber existido, por corto tiempo, una unión, pero de poca importancia, de los mares mesozoico oriental y occidental; asimismo, más al Norte, en Antioquía según H. Gerth. Pero, en general, la faja alargada de los Preandides varísticos, a los que corresponde la Cordillera Cardinal Norandina, se había mantenido siempre como umbral divisorio de tierra firme, entre los dos océanos mesozoicos, a pesar de su peneplanización durante el Mesozoico y a causa de su levantamiento rudimentario en la fase kimmeriana (nevadiana) de la orogenia neoandídica.

También la sección austral de la Cordillera Cardinal Norandina, integrada por las cordilleras Tagüín-Larga-Amotape, ha constituido por el mayor tiempo del Mesozoico el umbral entre los tipos atlántico y pacífico de los océanos. Sólo hacia fines del Cretáceo se encuentran los vestigios de transgresiones entre Este y Oeste: los sedimentos neocretácicos de la prolongación suroccidental de la cordillera de Alamor representan, en la región de Cazaderos, depósitos típicos que asemejan mucho a las series de la Formación Callo-Guayaquil (tipo pacífico); lo mismo se refiere a las demás regiones del Sistema Montañoso Interandino Austral.

Igualmente, el sinclinal cretácico de Lancones (Noroeste del Perú) al Este de la Cordillera de Amotape, muestra en su desarrollo del Cretácico Superior analogías con el tipo pacífico (occidental) de la Formación Callo-Guayaquil, de modo que sus depósitos superiores (Turoniano y Senoniano) debieron su origen a una irrupción local del antiguo Pacífico, mientras que los pisos inferiores del sinclinal abarcan el Albiense y Aptiense, y corresponden así al tipo atlántico (oriental).

El Cretáceo de la Cordillera Occidental del Noroeste peruano, los geólogos del Perú lo correlacionan, generalmente, con las Formaciones cretácicas del Oriente ecuatoriano, es decir, con el tipo atlántico. También A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956) explica que en la costa peruana sólo la fauna del Eocretáceo (Valanginiense del Neocomiano Inferior) muestra carácter pacífico, a excepción del Cretáceo Superior de tipo pacífico antes mencionado; en cambio, a partir del Neocomiano Superior (Aptiano) predomina el tipo atlántico (Aptiense, Albiense, etc.), indicando la unión existente con la gran artesa atlántica cretácica del geosinclinal neoídico de Colombia, el que se había formado sobre el antiguo fondo varístico-asíntico y que, en el Mesozoico y Terciario, ha sido plegado, para al fin, en el Pleistoceno alzarse como Cordillera Oriental colombiana. Según A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956) la gran transgresión del mar cretácico de tipo atlántico había empezado con el Albiense y se había desbordado desde el NE colombiano hacia el Sur, por el Oriente ecuatoriano, hasta el NE del Perú.

En consecuencia, durante el Albiense (Cretáceo Inferior) hasta el Coniaciense del Neocretáceo, ha existido la unidad del tipo atlántico a lo largo del lado oriental de la Cordillera Cardinal Norandina, a partir del Noreste de Colombia hasta el Noroeste del Perú, distinguiéndose del tipo pacífico del lado occidental de dicha cordillera.

Sólo en la región costera del Perú, el Neocomiense Inferior (Valanginiense) corresponde, como hemos visto, al Eocretáceo del antiguo Océano Pacífico.

Asimismo, para el Triásico-Jurásico (Mesozoico antiguo), existen las diferencias entre Este y Oeste. Pues, al Oeste de la Cordillera Cardinal Norandina faltan en general las series triásico-jurásicas en forma de sedimentos marinos; en cambio, se han desarrollado potente y ampliamente como Formaciones volcánicas del Jurásico Superior a Cretáceo Inferior, uniéndose en la Cordillera Occidental del Ecuador, las lavas y masas piroclásticas del Cretáceo Inferior a Medio (Formación diabasa-porfirítica) como volcanismo inicial del geosinclinal neo-andídico.

La reducción por aplanación del área occidental del extenso sistema cordillerano varístico a peneplanicie y su preparación al estado geosinclinal, ha demorado mucho mayor tiempo en comparación con el lado oriental, de manera que el hundimiento del geosinclinal al Este del umbral geotectónico empezó mucho antes que en el Oeste; a saber, durante el Triásico Medio a Superior, en tanto que en el lado occidental la transgresión marina principió por sumersión del área geosinclinal entre la Cordillera Cardinal Norandina (Cordillera Real en el Ecuador) y la Costa sólo a fines del Jurásico y a principios del Cretáceo Superior (Cenomaniano). Este importante fenómeno significa que el lado occidental ha quedado tierra firme durante el Triásico, Jurásico y Cretáceo Inferior, y aún más, la parte saliente del Litoral ecuatoriano ha carecido de una cubierta marina hasta el Eoterciario, y el así llamado umbral de Daule, hasta el Mioceno.

Intercalaciones reducidas de areniscas y esquistos arcillosos endurecidos de sedimentación marina, entre los afloramientos costeros del Piñón (Manabí septentrional y Esmeraldas) inducen a suponer que se habría tratado en estos casos sólo de transgresiones marinas temporal y localmente limitadas, de poca importancia, sobre el borde de la tierra firme. La datación de estos estratos no es posible por falta de fósiles (Lit. N° 59, Jay G. Marks, 1956).

Las lavas diabasa-porfiríticas y masas piroclásticas del Piñón del Jurásico Superior y del Cretáceo Inferior se consideran como pertenecientes al volcanismo inicial de diferentes fases sinclinal-orogénicas de la era neo-andídica (mesozoico-terciaria).

A lo largo del lado oriental de la Cordillera Cardinal Norandina se manifiestan condiciones completamente diferentes de las del lado occidental por características especiales de tectónica y estratigráfia. Así, en el Noroeste del Perú, la investigación del margen occidental de la cordillera andina, en la región del Eje Amazónico ha revelado que el Triásico Superior se superpone discordantemente sobre los esquistos filíticos del neopaleozoico, plegados durante la orogenia varística. Se trata de una secuencia de rocas volcánicas intermedias (“andesíticas”) que corresponden todavía al volcanismo subsiguiente (siálico) de la era orogénica varística. Contienen intercalaciones de sedimentos marinos del Triásico Superior que indican el fin del periodo continental y la incipiente transgresión marina sobre la peneplanicie en vía de hundirse, a la que las montañas varísticas habían sido reducidas por la denudación y erosión aplanadoras. En cambio, la parte superior de la potente secuencia volcánica muestra ya caracteres básicos (máficos) incluyendo “basaltos vesiculares y en almohadilla” de color verde oscuro o negro. Posiblemente con ello se nota ya la acción del magmatismo inicial básico (hipógeno) de la fase “Nevadan Orogeny” de la era geosinclinal orogénica neo-andídica, dando comienzo al hundimiento de la peneplanicie varística y su transformación en zona geosinclinal. Los fósiles de las capas marinas intercaladas pertenecen al Jurásico inferior o medio.

Probablemente en el Jurásico Superior, según A. G. Fischer (Lit. N° 30, 1956) se había producido plegamiento y truncamiento de los estratos depositados en el geosinclinal durante una primera fase orogénica (Nevadan orogeny) de la era neo-andídica. Truncados estos primeros pliegues neo-andídicos prosiguió el hundimiento geosinclinal y se desbordaron las transgresiones del mar cretácico durante el Aptiense y Albiense. La intercalación de masas volcánicas menos potentes de porfiritas y diabasas, representa la continuación del magmatismo inicial de la era neo-andídica, volcanismo que termina durante el Cenomaniense-Turoniense, para ser sustituido por el plutonismo sinorogénico a cero-orogénico rezagado, de carácter palingénico ácido a intermedio. Con eso se ha producido un cambio abrupto de la composición química del magma, porque la palingénesis, a saber, la fusión del material siálico de las raíces profundas de los pliegues hundidos, dio origen a las intrusiones granodioríticas y dioríticas tan características de los Andes.

Las Formaciones Triásico-Jurásicas de Colombia A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956) las ha descrito bajo la denominación “Complejo de Girón”. Se extienden al Este de la Cordillera Cardinal Norandina, por grandes partes de la Cordillera Oriental colombiana, a partir de los cerros de Perijá, en el Norte, con interrupciones hasta el valle superior del Río Magdalena y, más al Sur, aun al Este de Popayán. Están compuestas de rocas conglomerático-arenosas, volcánicas y piroclásticas con pocas intercalaciones de sedimentos marinos. En muchos lugares predomina la facies continental de redbeds, pero siempre acompañada de masas volcánicas porfiríticas, típicas del magmatismo inicial. Los fósiles han comprobado su edad de Triásico Superior a Jurásico Inferior a Medio. Estas series están depositadas sobre Formaciones paleozoicas de manera que existen condiciones geológicas parecidas a las del Norte del Perú. Además A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956) ha concluido que la fauna fósil del Girón, en Colombia, exhibe estrechas afinidades con la de las correspondientes Formaciones del Norte peruano. De este modo se confirma también para el Triásico-Jurásico su unidad, a lo largo de todo el lado oriental del umbral varístico de la Cordillera Cardinal Norandina, tanto más cuanto que en el Oriente ecuatoriano, Formaciones similares, que afloran en las cordilleras subandinas, deben ser consideradas como eslabones entre el Triásico-Jurásico del Noreste del Perú y el del Este de Colombia.

En el Oriente ecuatoriano se trata de la Formación Santiago. H. J. Tschopp (Lit. Nos. 138, 1948 y 140, 1956) la atribuyen al Jurásico Inferior (Liásico) porque está cubierta de los potentes redbeds de la Formación Chapiza. La última corresponde al Jurásico Medio y Superior, y reposa, en ciertos lugares de la cordillera de Cutucú, discordantemente sobre los estratos fuertemente plegados del Carbonífero Superior (Formación Macuma). Por eso parece admisible correlacionar las Formaciones Santiago y Chapiza con la Formación Girón de Colombia, además de que existen ciertas analogías litológicas y estratigráficas.

Al Norte del río Pastaza, la Formación Chapiza está representada por extensos mantos de rocas volcánicas porfiríticas de su piso superior, llamado Formación Mishahuallí (Jurásico Superior), equiparado por H. J Tschopp (Lit. N° 138, 1948), respecto a su edad geológica como a su carácter petrológico, con la Formación Piñón establecida por la International Petroleum Co. del Ecuador en el Litoral. La Formación Mishahuallí soporta, con discordancias, las areniscas blancas de la Formación Hollín (Cretáceo Inferior) y constituye el volcanismo subsiguiente a la orogenia jurásica (Nevadan orogeny).

c) La orogenia (era orogénica) neo-andídica en el Ecuador.

Los Neo-andides (Andes modernos)

La Cordillera Occidental, inclusive la cordillera Mullepungu y sus relaciones con la Cordillera Occidental de Colombia.

Debido a que el hundimiento del lado occidental del geosinclinal neo-andídico había tardado mucho, no existen en esta parte los sedimentos marinos del Mesozoico antiguo, como en el lado oriental del umbral tectónico. Faltan por esto en la Cordillera Occidental las series sedimentarias del Triásico y del Jurásico y también las eocretácicas del Neocomiano hasta el Albiano. Esta sección de la peneplanicie varística, que tuvo que formar el fondo de la artesa geosinclinal occidental, había quedado tierra firme hasta el Cenomaniano, y estaba cubierta por los extensos mantos lávicos-piroclásticos básicos de la Formación Piñón, masas volcánicas que erupcionaron a causa de los movimientos orogénicos precursores de la primera fase de la era neo-andídica, pero parece que no son equivalente en edad a los productos básicos del volcanismo submarino (inicial) del Jurásico Medio, al Sur de la Cordillera de Amotape. En cambio, pueden ser relacionadas con los productos porfiríticos de la Formación Mishahuallí del Oriente ecuatoriano (Lit. N° 138, 1948, H. J. Tschopp). J. G. Marks, 1956 (Lit. N° 59), las puso en el Jurásico Superior, hasta Cretácico Inferior.

Sólo en el Cenomaniense ha comenzado la sumersión del geosinclinal occidental y la sedimentación marina con ello iniciada y acompañada por el magmatismo inicial del Cretáceo que suministró en gran escala lavas y masas piroclásticas del tipo-diabasa-porfirítico, y equivale a la Formación diabasa-melafídica andina de los Andes occidentales del Perú, Formación establecida por G. Steinmann (Lit. N° 120, 1929). Estas rocas básicas e intermedias caracterizan las cordilleras occidentales ecuatoriana y colombiana.

A fines del Cretáceo, las primeras fases (Laramide Orogeny) de la orogenia neo-andídica, produjeron el múltiple plegamiento y dislocación de los sedimentos acumulados en el geosinclinal occidental durante el Cenomaniano hasta el Maastrichtiense, y de las rocas volcánicas de la Formación diabasa-porfirita, inclusive de los mantos volcánicos de la Formación Piñón, en cuanto tomaron parte en formar el fondo del geosinclinal. Por primera vez fue delineada la posición de los Andes actuales. Marcadamente se fijó al lado occidental el límite verdadero sinclinal del que emergieron los Andes.

Quedó excluido de la acción orogénica, es decir no ha sido afectado por el plegamiento, el ancho saliente del Litoral que, consiguientemente, representa un elemento extra-andino.

Como ya se ha demostrado, la Cordillera Occidental de Colombia forma la prolongación de la Occidental del Ecuador, en sentido morfológico, tectónico y geológico en general. Semeja mucho su composición litológica a la de la Cordillera Occidental ecuatoriana. Ambas cordilleras están separadas de la Cordillera Cardinal Norandina, que forma el importante umbral tectónico, por alargadas depresiones longitudinales.

En muchos lugares, a lo largo de la Cordillera Occidental de Colombia, ocurren areniscas, lutitas arenosas o silicificadas que A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956) equipara a los estratos de las Formaciones Callo y Guayaquil que componen la Cordillera Occidental del Ecuador. H. Gerth (Lit. N° 31, 1955) igualmente compara las series del valle del río Patía, que corta transversalmente la Cordillera Occidental colombiana, con los componentes de las Formaciones Callo y Yunguilla de nuestra Cordillera Occidental. A lo largo del Ferrocarril Buenaventura-Cali afloran esquistos arcillosos y silíceos fuertemente plegados, que se asemejan completamente a las Formaciones ecuatorianas de Guayaquil y Yunguilla. Están perforados por batolitos dioríticos y entremezclados con diabasas y porfiritas en gran propagación por ambas Cordilleras Occidentales. Más al Norte, en la región de Antioquía, afloran los característicos conglomerados, areniscas y esquistos arcillosos y silicificados con intercalaciones locales de calizas, e interrumpidos por intrusiones dioríticas, combinaciones muy iguales a la de la Cordillera Occidental ecuatoriana.

Como resumen esencial de lo expuesto, repetiremos lo siguiente:

1) Se ha comprobado la unidad tectónico-geológica de las Cordillera Real ecuatoriana, con su arco costero de las Cordilleras Tagüín-Larga-Amotape, y la Cordillera Central de Colombia, conjunto cordillerano alargado que hemos denominado Cordillera Cardinal Norandina por su importancia trascendental como umbral divisorio entre las Formaciones geológicas de las artesas geosinclinales a sus lados occidental y oriental, que difieren de tal modo que se distinguen tipos occidental o pacífico y oriental o atlántico en el desarrollo de las facies litológicas y fáunicas respectivamente.

2) La Cordillera Occidental del Ecuador forma con la Occidental de Colombia una unidad Cardinal Norandina. Su extremo austral termina al Norte de la Cordillera de Tagüín. No tiene relaciones geológicas inmediatas con la Cordillera Occidental del Perú porque la occidental del Ecuador, por su mayor parte, es representante del tipo pacífico; en cambio, la Occidental peruana corresponde en su mayor parte al tipo atlántico. Durante largos tiempos del Mesozoico el geosinclinal peruano había quedado separado del antiguo Océano Pacífico por la barra del macizo varístico levantado por la orogenia herciniana o appalaquiana (varística), manifestada ahora sólo por sus fragmentos que son la Silla de Pita, los cerros de Illescas, las Islas de Lobos y, más al Sur, por la actual cordillera costera del Perú (Lit. N° 30, Fischer A. G., 1956). Desde fines del Triásico el mar triásico-jurásico parece haber inundado temporalmente la región del geosinclinal naciente al Este de la Cordillera Cardinal Norandina, partiendo del antiguo Océano Pacífico. Al terminar el Jurásico, a causa de los primeros movimientos de la orogenia neo-andídica (fase kimmeriana o nevadiana) se operó el levantamiento.

El antiguo Océano Pacífico empezó a separarse de nuevo del geosinclinal. Aunque a principios del Cretáceo se encuentran todavía en esta región, afinidades con el Pacífico, sin embargo, en tiempos del Neocomiano se establecieron las conexiones con el Atlántico (Lit. N° 74, A. A. Olsson, 1956), que duraron hasta el Neocretáceo. Cuando en el Santoniense se inició el plegamiento Laramide, los mares empezaron a retirarse de la mayor parte del geosinclinal peruano.

Las cordilleras y serranías subandinas y las estructuras del subsuelo del Oriente ecuatoriano

Como hemos visto, las cordilleras orientales de Colombia y del Perú forman partes integrantes de los Andes actuales. A ellas parecen corresponder en el Oriente ecuatoriano las serranías y cordilleras menores subandinas. Al Norte del río Napo se elevan como alzamientos de las Formaciones cretácicas, sólo a alturas poco importantes, prescindiendo de los volcanes superpuestos. Al Sur del río, en cambio, constituyen cordilleras considerables que ascienden a altitudes de más de 2000 metros. Sin embargo, no alcanzan la importancia de las cordilleras orientales de los países vecinos.

Hay que suponer que en el subsuelo de los abovedamientos subandinos existen condiciones tectónicas parecidas a las de las altas cordilleras orientales vecinas (Lit. N° 31, H. Gerth, 1955), pero en virtud de ciertas causas, su alzamiento definitivo no se ha efectuado en el Pleistoceno, alzamiento al que, en primer lugar, aquellas cordilleras vecinas deben sus grandes altitudes actuales.

La prueba de esto lo suministra la Cordillera de Cutucú cuyo núcleo está denudado por la erosión hasta la aparición de las Formaciones paleozoicas y precámbricas (Lit. N° 75, V. Oppenheim, 1953). El Paleozoico Inferior, la Formación Pumbuiza, y las capas superpuestas del Carbonífero Superior, Formación Macuma (Lit. N° 138, H. J. Tschopp, 1948 y N° 140, 1956) han sufrido fuerte plegamiento como consecuencias de la orogenia varística. Posteriormente aplanados y peneplanizados, han participado en constituir el fondo del geosinclinal neoídico, cuya artesa parcial del Oriente ecuatoriano no ha llegado al desarrollo orogénico completo como en las regiones correspondientes de Colombia y del Perú.

La Formación Santiago, del Liásico (Jurásico Inferior) con mucha probabilidad cubre, discordantemente, los esquistos paleozoicos. Fue plegada durante una primera fase de la orogenia neoandídica del Jurásico Inferior. Después del truncamiento de los pliegues se había superpuesto, en discordancia, la Formación Chapiza del Jurásico Medio y Superior que transgredió también los estratos plegados del Paleozoico descubiertos en el lado oriental de la Cordillera de Cutucú.

La Formación Santiago, además, se despliega ampliamente hacia el Sur constituyendo la prolongación occidental de la cordillera de Cutucú y grandes partes de la cordillera del Cóndor.

En la región septentrional del Oriente se ha desarrollado, casi exclusivamente, el piso superior de los redbeds de la Formación Chapiza; a saber, la Formación volcánica continental Mishahuallí (Jurásico Superior).

A las Formaciones del Jurásico se superponen discordantemente los pisos cretácicos, a partir de la Formación Arenisca de Hollín (Neocomiano Superior) hasta el Maastrichtiense. Por un intervalo de sedimentación sigue la potente secuencia del Terciario.

La fase final del plegamiento neo-andídico, durante el Mio-plioceno causó el abovedamiento de la cordillera de Cutucú y sus prolongaciones australes y produjo el ligero plegamiento de los amplios anticlinales del subsuelo subandino, cuyos flancos orientales muéstranse muy empinados, hasta volcados, en contraposición a sus flancos occidentales suavemente ascendentes. La configuración asimétrica de los anticlinales comprueba que estas estructuras deben su origen a la presión tangencial que actuó desde Oeste a Este (véanse secciones 1 a 10 del plano N° 15).

Puesto que las extensas planicies del Oriente están recubiertas por las Formaciones terciarias y cuaternarias – las últimas en posiciones casi horizontales – **la Shell Co. of Ecuador** no pudo realizar la exploración y el estudio del subsuelo sino por la aplicación de métodos geofísicos, especialmente sismológicos y gravimétricos. A los importantes resultados de la investigación publicados por H. J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953) se debe la mayor parte de los precisos y detallados conocimientos de la Geología del Oriente.

A lo largo del 6° grado de latitud Norte, las cordilleras colombianas se extienden transversalmente a una anchura total de más de 400 kilómetros. Hacia el Sur, en la cercanía de la frontera colombo-ecuatoriana se estrechan hasta 140 kilómetros. La pérdida corre, en primer lugar, a cuenta de la Cordillera Oriental colombiana, que en la zona de la frontera misma apenas ha dejado huellas.

Indicios de una presunta prolongación en terrenos ecuatorianos no comienzan a presentarse sino en las montañas del cerro Lumbaqui (1128m) en el sitio del acercamiento máximo de los ríos Aguarico y Coca. Más al Sur, coronado por los cerros Pan de Azúcar, Guagraurcu y por el volcán en descanso Sumaco (3900m), **el alzamiento Napo-Galeras**, resalta pronunciadamente de la llanura amazónica. Está separado de la Cordillera Real por la depresión del valle del río Quijos, y choca, al fin, por una línea de ruptura tectónica inmediatamente con el escarpamiento de la Cordillera Real.

El margen oriental del alzamiento lo forma el escalón tectónico de la remarcable zona empinada (steep zone), alargada a partir del cerro Lumbaqui, en el Norte, hasta la cordillera de Cutucú en el Sur (véase el mapa geológico del Oriente N° 2 y Lit. N° 139, 1953) línea fallada del subsuelo a lo largo de la cual se efectuó el alzamiento Napo-Galeras, del mismo modo como ocurrió en su lado occidental, por medio de la ruptura de la depresión Topo-Quijos.

Por otra parte, se trata de un extenso conjunto montañoso de estructura muy sencilla y de composición de estratos comúnmente horizontales de la secuencia sedimentaria Hollín-Napo, superpuesta al substratum volcánico Mishahuallí del Jurásico Superior. En la publicación de H. J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953) el corte transversal del alzamiento robustece la suposición de que un bloque del antiguo continente primitivo de Brasilia (escudo brasilero) se había alzado, ostentando en su superficie las capas marinas cretáceas no perturbadas, en gran extensión continua de 150 kilómetros de largo y de 40 kilómetros de achura máxima. Sólo en los bordes del alzamiento se muestran las capas de la Formación terciarias que marca ya el retroceso incipiente del mar y representa la transición del Cretáceo al Terciario. No aparece ningún depósito terciario en la superficie misma del alzamiento.

En muchos lugares cercanos se ha comprobado que la superficie de la Formación Napo ha sido expuesta durante algún tiempo a la intemperie o, en otras palabras, ha quedado tierra firme antes de la sedimentación de la Formación Tena. De este modo se aclara que el alzamiento Napo-Galeras es un resto del alzamiento general del fondo del mar cretáceo en vía de retroceso y de su basamento entero, resto que posteriormente persistió en el levantamiento, acentuándose sus bordes occidentales y orientales por accidentes de plegamiento y superposición ruptural del Mio-plioceno en su lado occidental, a lo largo de la depresión Topo-Quijos, y, en su lado oriental, por el hundimiento general del conjunto sedimentario y su basamento, a lo largo de la “steep zone” o zona empinada (véase el mapa geológico del Oriente N° 2).

El bloque del alzamiento de Napo-Galeras ha defendido las Formaciones sedimentarias, a su lado oriental, contra las presiones orogénicas mio-pliocénicas de dirección occidental. Por eso, en el espacio entre el alzamiento y la región de Tiputini (unión del río Tiputini con el río Napo), faltan en el subsuelo los amplios anticlinales asimétricos, por los cuales se distingue el subsuelo de la región subandina austral, a partir del extremo Sur del alzamiento (véase el mapa geológico del Oriente N° 2). En su borde occidental se han roto las ondas de las presiones orogénicas provenientes del Oeste, y, en consecuencia de esto, su margen occidental está fallado y afectado por el sistema de rupturas del escarpamiento de la Cordillera Real. Además, fue abovedada la prolongación Sur del alzamiento, originándose el conocido anticlinal de Napo, prescindiendo de los amplios pliegues asimétricos del subsuelo no protegido por el alzamiento al Sur del río Napo y al pie oriental de la cordillera de Cutucú. Finalmente, ha sido influido y completado el metamorfismo de las rocas de la Cordillera Real.

Puesto que las lavas alcalínicas (tefritas) del volcán Sumaco pertenecen a la familia petrográfica atlántica, aun ellas comprueban la orogenia especial del alzamiento Napo-Galeras por levantamiento ruptural (no plegamiento), por lo que el alzamiento es un elemento extra-andino y no puede ser considerado como prolongación de la plegada Cordillera Oriental de Colombia.

Sería muy útil conocer la naturaleza geológica de los cerros Pan de Azúcar y Guagraurcu. Forman, aparte del volcán Sumaco, las elevaciones septentrionales más altas del alzamiento. El Pan de Azúcar, visto desde lejos, se asemeja mucho a un cono volcánico, como L. T. Paz y Miño (Lit. N° 76, 1931) ha observado en su expedición al Reventador, y podría ser otro volcán, talvez más antiguo que el Sumaco y contribuir más al conocimiento de la estructura del alzamiento.

En contraposición al alzamiento Napo-Galeras, la cordillera de Cutucú representa una cordillera de plegamiento con todas sus características, por lo que es comparable, hasta cierto punto, con las cordilleras orientales de los países vecinos (Lit. N° 31, H. Gerth. 1955).

VII. Tectónica especial e historia geológica

1) Los Eoandides de la orogenia asíntica

(Algonkian Orogeny)

En el lado occidental del continente sudamericano las estructuras tectónicas más antiguas remontan a la era asíntica (véase Tabla N° 1) y están representadas en algunas partes de los Andes y regiones subandinas, por los núcleos precámbricos de las Formaciones metamórficas.

La Cordillera Oriental de Colombia manifiesta, según H. Gerth (Lit. N° 31, 1955, pp. 160-161), restos de estructuras asínticas en forma de afloramientos de ciertos antiguos esquistos cristalinos. Así la llamada serie metamórfica precámbrica de Quetame aparece en la faja oriental de dicha cordillera al Este de Bogotá, en el macizo del mismo nombre, entre Cáqueza y Villavicencio. Estas rocas precámbricas están plegadas y metamorfizadas en grado mucho más intensivo que los estratos del Eopaleozoico superpuestos.

También en el macizo cristalino de Garzón, al extremo Sur de la Cordillera Oriental colombiana, afloran, entre los altos ríos Guayabero y Caquetá, partes de la orogenia asíntica, a saber, gneises y esquistos micáceos, probablemente de edad arcaica, cubiertas en parte de estratos eopaleozoicos.

La sierra de Macarena, antepuesta hacia el Este a la Cordillera Oriental, emerge entre los ríos Guayabero y Guejar de los llanos, como un bloque rectangular (Lit. N° 31, 1955, p. 170). Sobre el basamento asíntico de orto- y paragneises descansan, en discordancia, las capas plegadas del Eopaleozoico. Más allá en dirección oriental, ya a la distancia de alrededor de 200 kilómetros, porciones de las Formaciones precámbricas se elevan de la planicie, en la cercanía de San José sobre el río Guayabero, representando testigos de las estructuras asínticas, que en continuación al Este forman en el subsuelo la transición al escudo brasilero septentrional.

Según observaciones de V. Oppenheim (Lit. N° 75, 1943) al lado oriental de la cordillera de Cutucú del Oriente ecuatoriano, rocas metamórficas y graníticas del Precámbrico parecen cubiertas de las Formaciones paleozoicas de Pumbuiza (Devónico) y Macuma (Carbonífero) y talvez podrían atribuirse a la era asíntica.

Las cordilleras orientales del Perú y de la Bolivia nororiental, comprenden antiguos macizos paleozoicos. Sus núcleos cristalinos fundamentales, ocultos debajo de series plegadas del Eopaleozoico, corresponderían también a la orogenia asíntica.

H. Stille califica las primitivas regiones metamórficas, nacidas y plegadas en los geosinclinales de la era asíntica como restos de los Andes primitivos, llamados por él, Eoandides de la era eoandídica o asíntica (Lit. N° 126, 1958, pp. 114 y 115). De este modo los núcleos asínticos de las cordilleras actuales constituyen partes de los anteriores Eoandides.

2) Los Pre-andides de la orogenia varística

(Acadian and Appalachian orogenies)

De los ejemplos antes mencionados se deduce que las secuencias paleozoicas depositadas en geosinclinales del aplanado, sumergido y regenerado fondo asíntico (Eo-andides peneplanizados) han sufrido los plegamientos fuertes de la posterior orogenia varística o preandídica (Akadian and Appalachian orogenies) la que en el lado occidental del continente sudamericano siguió inmediatamente a la orogenia asíntica (eo-andídica), porque en este mismo lado no había actuado la orogenia caledónica (véase orogenia varística de la Tectónica general).

Representantes potentes de la orogenia varística (pre-andídica) los constituyen las cordilleras parciales de la gran Cordillera Cardinal Norandina (véase Tectónica general), comprendiendo en el Ecuador la Cordillera Real y su prolongación suroccidental por la cordillera Tagüín, y, en el Perú, por las cordilleras Larga y Amotape.

Los esquistos paleozoicos, que se extienden a lo largo de la cordillera de Alamor, a partir del descenso del río Pindo, al Sur de Zaruma, hallan su continuación en las rocas paleozoicas del flanco Sur de las cordilleras Larga y Amotape y corresponden a los Pre-andides, del mismo modo como la faja de esquistos semimetamórficos, que están descubiertos por los cortes del camino Loja-Zaruma en la cercanía de la bifurcación de la carretera de Catacocha.

Además, en el Oriente ecuatoriano, las estructuras tectónicas fundamentales de la cordillera de Cutucú fueron originadas por el plegamiento varístico.

Aunque el contacto inmediato de los esquistos paleozoicos fuertemente dislocados (Formaciones Macuma y Pumbuiza) con los estratos plegados de la Formación jurásica Santiago no fue observado en ninguna parte de la cordillera Cutucú (Lit. N° 139, 1953, p. 2313), sin embargo, es admisible la suposición de que se trate de una apreciable discordancia angular entre el Jurásico y el Paleozoico. Así se comprobaría que el plegamiento de las capas paleozoicas que ha existido antes de la orogenia jurásica, se atribuya a la era varística.

Todas las cordilleras mencionadas son por eso, según las exposiciones de H. Stille (Lit. N° 126, 1958, p.115) los restos visibles de los Preandides (Andes precursores) de la era varística o pre-andídica (Akadian and Appalachian orogenies).

La Cordillera Occidental, en escala mucho menor, exhibe porciones residuales de los Preandides, en forma de los oscuros esquistos paleozoicos, retenidos entre las capas de las Formaciones mesozoicas, esquistos que constituyen fajas estrechas en la región de los ríos Llurimagua y Guayllabamba (Cordillera del Intag) y al Este del río Chimbo. En relación con el último caso los afloramientos aislados del Litoral, en los Cerros de Masvale y en Punta de Piedra sobre el río Guayas, indican los vestigios de una prolongación de la faja paleozoica a través de la llanura litoral al Sur del río Yaguachi (véase el mapa geológico).

3) Los Neo-andides de la orogenia neoandídica

(Palisade, Nevadan and Laramide Orogenies)

La historia de los Andes actuales (Neo-andides = Andes en el sentido propio) principia por el desmoronamiento de sus inmediatos precursores, a saber, por la transformación en peneplanicie y regeneración geosinclinal (hundimiento epirogénico) de los Pre-andides varísticos que sólo en parte quedaron en tierra firme sin participar en la regeneración geosinclinal, como, en gran escala, en la faja larguísima de la Cordillera Cardinal Norandina. Ella mantuvo su función de umbral entre Este y Oeste durante el Jurásico (Nevadan orogeny) a causa de la influencia de los primeros efectos orogénicos de la era neo-andídica, y separó definitivamente las regiones geosinclinales mesozoicas de ambos lados – Este y Oeste – como montañosa cadena divisoria prolongada a partir de las sierras de Santa Marta y Perija, en la costa atlántica del Noreste de Colombia, hasta las cordilleras Tagüín, Larga y Amotape cerca de la costa del Pacífico en el Suroeste del Ecuador y el Noroeste del Perú.

4) El Oriente: La orogenia jurásica

En el lado oriental de la Cordillera Cardinal Norandina se había iniciado, ya hacia fines del Triásico, la inmersión del fondo peneplanizado varístico y su regeneración en geosinclinal por transgresión marina y terrestre del Triásico Superior y del Jurásico Inferior, sobre las series paleozoicas, desde el Sureste, a partir del Pacífico y de la depresión amazónica hacia el Noreste pasando por el Oriente ecuatoriano hasta dentro de la artesa geosinclinal del Noreste colombiano entre la Cordillera Cardinal Norandina y el escudo brasilero, artesa de cuya parte occidental nació la Cordillera Oriental de Colombia, mientras que su parte oriental actualmente se extiende por el subsuelo de los Llanos colombianos (Lit. N° 31, 1955, pp. 233 y 234).

A este respecto A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956, p. 304) informa sobre el estrecho parentesco de las faunas fósiles neotriásicas de Colombia con las del Perú septentrional.

Aunque H. J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953, p. 213) no ha afirmado la existencia de afloramientos del Triásico Superior en el Oriente ecuatoriano y, menos aún, hallazgos de esta Formación en las perforaciones, sin embargo, es probable que en las profundidades de la artesa subandina ecuatoriana, las que no fueron alcanzadas por las perforaciones de la Shell Co. of Ecuador, existan estratos del Triásico Superior.

Sobre los depósitos triásicos o inmediatamente sobre el basamento paleozoico de la cordillera Cutucú se sedimentaron las capas marinas del Liásico, siguiendo la misma dirección de transgresión SO-NE a lo largo del lado oriental de la Cordillera Cardinal Norandina. Los afloramientos de los sedimentos liásicos bien plegados de la Formación Santiago se extienden por la parte principal de la cordillera de Cutucú ocupando en el valle transversal del río Santiago la faja entre Yaupi y la confluencia de los ríos Namangoza y Zamora (véase el mapa geológico del Oriente N° 2) se prolongan hacia el Sur por la Cordillera del Cóndor y más allá por los terrenos peruanos.

A. A. Olsson (Lit. N° 74, 1956, p. 304) menciona diferentes afloramientos del Liásico en la Cordillera Central y especialmente en la Cordillera Oriental de Colombia y opina que las afinidades más cercanas de la fauna de la Formación Girón (Triásico Superior hasta Liásico y talvez Jurásico Medio) se las encuentra en el Norte peruano lo que indicaría que el flujo transgresivo de las aguas marinas del Eomesozoico se hubiera efectuado a partir de la región del antiguo Océano Pacífico en dirección Noreste hacia la artesa geosinclinal del Nororiente de Colombia.

En los flancos occidentales de la Cordillera de Cutucú, se anota un estado de transición de la normal facies marina del Liásico (Santiago) a entremezclarse con abundantes intercalaciones de brechas volcánicas, que lateralmente se convierten en verduscas tobas arenosas y lutitas bentónicas. Todo el conjunto está atravesado e intrusionado por diques, sills e intrusiones de mayor extensión de rocas ígneas, sea porfiríticas o felsíticas, sea diabásicas de colores grisáceo hasta verdusco. Las sedimentaciones piroclásticas, como las tobas y lutitas bentoníticas, intercaladas entre los estratos liásicos demuestran que el vulcanismo ha sido ya activo durante el tiempo de la Formación Santiago mismo (Lit. N° 139, 1153, p. 2313), y en este sentido ha de ser considerado como **magmatismo inicial a sinorogénico de la orogenia jurásica.** Puesto que ella, en el Oriente ecuatoriano, representa casi la única manifestación fuerte de plegamiento neo-andídico, aparte de la ondulación miocénica de reducida intensidad del subsuelo, en comparación con los efectos grandiosos de la orogenia miocénica de los países vecinos, con razón, la actividad volcánica posterior (Formación Mishuahuallí) de la siguiente Formación Chapiza pudiera ser tomada por el volcanismo subsecuente de la orogenia jurásica, que en el Oriente ecuatoriano representaría, no sólo una fase sino una sub-era de la era principal neoandídica.

La orogenia jurásica (Jurásico Medio a Superior, Lit. N° 140, 1956, p. 183 y Lit. N° 139, 1953, p. 238) probablemente ha influido en el incremento del alzamiento de la Cordillera Real y, en general, de la Cordillera Cardinal Norandina, o por lo menos ha reforzado su función de límite divisorio entre las artesas geosinclinales oriental y occidental, y por eso entre el desarrollo específico de las faunas y facies oriental y occidental. Pero su efecto principal fue el plegamiento fuerte de la Formación Santiago, acentuando también la compresión de los pliegues paleozoicos, en parte contiguos, en parte subyacentes a la Formación Santiago. La erosión y denudación en unión con la abrasión marina han aplanado esta cordillera jurásica subandina de modo que se constituyó una peneplanicie de la que forman parte las enormes masas detríticas de potentes capas clásticas de redbeds que integraron los extensos terraplenes de la Formación Chapiza (Jurásico Medio y Superior) en las regiones litorales y sublitorales del mar jurásico en vía de retroceso, masas que se habían depositado discordantemente en espesores variados de 600 a 4500 metros sobre los decapitados y aplanados pliegues del Liásico (Formación Santiago) y los fuertemente dislocados estratos paleozoicos (Formaciones Pumbuiza y Macuma). Los últimos habían sido sometidos antes a la orogenia jurásica neo-andídica, al plegamiento y diastrofismo de la orogenia preandídica (varística) a saber Akadian and Appalachian orogenies. Consiguientemente se presenta entre los antiguos estratos paleozoicos, unidos con las capas plegadas liásicas – ambas del basamento peneplanizado – de una parte y los inconformemente superpuestos redbeds de la Formación Chapiza de otra parte, una muy pronunciada discordancia tectónica y de erosión.

Volcanismo inicial y subsecuente de la orogenia jurásica

El hecho de que la orogenia jurásica constituye una fase muy importante orogénica, está confirmado, como hemos visto, por la amplísima ocurrencia de masas volcánicas (Lavas, brechas y tobas) del tipo porfirita que muestra una diferenciación hacia pórfido cuarcífero de un lado y diabasa en el otro lado, intercaladas, en gran escala, entre y sobre los sedimentos de la Formación Chapiza, que, en su piso superior, se ha convertido en una verdadera Formación volcánica, sea piroclástica, sea de mantos lávicos compactos. Los últimos predominan en las regiones de los afluentes septentrionales del río Napo y recibieron la denominación de Formación Mishahuallí por sus afloramientos típicos en las riberas del río del mismo nombre. En cuanto se refiere a la región subandina septentrional, al Norte del río Pastaza se extienden, como se desprende del mapa geológico del Oriente (véase mapa N° 2, Lit. N° 139, 1953, pp. 2308 y 2309), considerables áreas del piso volcánico Mishahuallí a lo largo del margen oriental de la Cordillera Real, regularmente en unión con el alargado batolito granítico. Pues se ofrece un fenómeno volcánico trascendental que refleja un acto orogénico de gran alcance al cual se debe la aparición del extenso y frecuente desarrollo de las porfiritas y diabasas y sus derivados piroclásticos especialmente en la región subandina al Norte del río Pastaza (Lit. N° 143, 1927, Wasson Th. y Sinclair J. H.).

Las porfiritas y diabasas con las tobas correspondientes descubiertas por los cortes de los ríos Jondachi, Hollín, Mishahuallí y Coca, afluentes septentrionales del río Napo y por los afloramientos en la cordillera secundaria Guacamayo, fueron detenidamente descritas por R. J. Colony y J. H. Sinclair (Lit. N° 16, 1932) y atribuidas por H. J. Tschopp (Lit. N° 138, 1948, p. 21) a la Formación Chapiza, como su piso superior denominado Mishahuallí.

El tipo porfirita predomina en la serie volcánica Mishahuallí. Sin embargo, se manifiestan transiciones a tipos más ácidos de porfirita cuarcífera y pórfido cuarcífero, diferenciaciones significativas para el volcanismo subsecuente (Siálico). Así se ve, que la orogenia jurásica fue seguida por el amplio desarrollo de una actividad volcánica tal que debe ser considerada como el característico **volcanismo subsecuente** de esta misma orogenia, por la cual, en las regiones del Oriente ecuatoriano, se había grandemente extinguido el proceso orogénico de la era neoandídica. Sólo la fase miocénica produjo abovedamientos y ligera ondulación en formas anticlinales asimétricas de las capas mesozoicas y terciarias, en contraposición a los fuertes efectos en los países vecinos donde se originó el plegamiento muy intensivo de las grandes cordilleras orientales.

Como representantes del **magmatismo inicial** de la orogenia jurásica podrían figurar las masas volcánicas intercaladas entre los estratos liásicos (Jurásico Inferior) y del infrapuesto Paleozoico Superior (Formación Macuma), las últimas igualmente afectadas por las compresiones jurásicas, aparte de que ya antes estos estratos paleozoicos habían sufrido el plegamiento de la orogenia varística. Desgraciadamente no existen estudios detenidos sobre el carácter petrográfico de las rocas intrusivas de la Formación Macuma (Lit. N° 139, 1953, p. 2311) de modo que les faltan indicaciones petrológicas precisas para ser inmediatamente equiparadas a las intrusiones y efusiones de la Formación Santiago, las que empero, según notas de H. J. Tschopp (Lit. N° 139, 1953, p. 2313) comprenden un conjunto de diques y sills de verduscas rocas volcánicas de tipo porfirita y diabasa, aparte de rocas felsíticas de color grisáceo; conjunto que correspondería bien al volcanismo inicial de carácter básico con ciertas diferenciaciones más ácidas.

Además, las masas piroclásticas derivadas de las porfiritas y diabasas intercaladas entre las capas liásicas marinas no dejan duda de que este volcanismo de actividad submarina tuvo lugar durante el mismo Liásico Inferior, comprobando así su función de volcanismo inicial de la sub-era orogénica del Jurásico.

Según H. J. Tschopp (Lit. N° 140, 1956, p. 260) existirían relaciones genéticas entre las porfiritas de Mishahuallí (Jurásico Superior) y los granitos que ambos afloran juntos en el Cerro Abitagua y en la cordillera de Guacamayos. Sin embargo, no excluye que, según observaciones en otros lugares, este granito puede ser más joven que la porfirita, en correspondencia a su posición estratigráfica, que admitiera una edad neocretácica o eoterciaria relacionada con los movimientos orogénicos a fines del Cretáceo. El granito de Abitagua, por lo menos sus prolongaciones hacia el Norte y el Sur, parece más probable se de la edad eoterciaria relacionada con la importante orogenia larámica (Laramide orogeny) de la era neoandídica, que efectuó el plegamiento de la Cordillera Occidental y dio lugar a las intrusiones granodioríticas del magmatismo sinorogénico entre los estratos plegados del Mesozoico.

El granito de Abitagua carece completamente de fenómenos de presión y por eso es preciso considerarlo de menor edad que la fuerte presión de la orogenia larámica, presión a la cual la Cordillera Real había sido expuesta sirviendo de parachoque. Así más bien el granito de Abitagua es representante del magmatismo sinorogénico rezagado o aún postorogénico de la mencionada orogenia larámica.

Condiciones especiales de estructura y estratigrafía

Repercusiones de la orogenia neo-andídica (cretácico-terciaria)

Antes de depositarse los sedimentos del Cretáceo, extensas áreas de la Formación Chapiza y de su piso volcánico superior, quedaron expuestas a las acciones aplanadoras de la denudación. H. J. Tschopp (Lit. N° 140, 1956, p. 256) conjetura, que el muy variado espesor de la Formación Chapiza se hubiera originado a causa de un hiatus de sedimentación, durante el cual habían principiado a removerse y allanarse las elevaciones superficiales de la ligeramente ondulada Formación Chapiza. Como resultado quedó una especie de peneplanicie rudimentaria de la que se ha conservado una sección bien observable en torno del descenso septentrional de la Cordillera de Cutucú (Lit. N° 139, 1953, p. 2343).

En consecuencia, se ha podido localizar discordancias ligeramente angulares entre las capas de la Formación Chapiza y las superpuestas areniscas cretácicas de Hollín en muchas localidades de los abovedamientos de la cordillera de Cutucú y la elevación de Napo-Galeras (Lit. N° 139, 1953, p. 258).

Las areniscas blancas de Hollín, tipo de dunas del Eocretáceo, Neocomiano, figuran a principios de una nueva transgresión marina (Lit. N° 140, p. 267), que partió del Suroeste y estableció relaciones con la fauna del antiguo Océano Pacífico (Berrasiense y Valanginiense), hasta que en el Neocomiano Superior (Barremiense) una conexión se abrió y las aguas marinas del geosinclinal norcolombiano se desbordaron, en dirección opuesta a saber de Noroeste a Sureste (gran transgresión albiana) a lo largo del lado oriental de la Cordillera Cardinal Norandina aún relativamente baja, por las regiones del Oriente ecuatoriano. Por eso, la fauna del antiguo mar Caribe predominó durante el Albiense hasta el Cenomaniense (Senoniano) del Neocretáceo (Lit. N° 140, 1956, pp. 304-305).

La distribución areal de la Formación Hollín coincide regularmente con la superpuesta Formación cretácica de Napo. Contactos aparentemente concordantes entre Hollín y la subyacente Formación Chapiza se exhiben sólo a lo largo del flanco oriental de la parte austral de la Cordillera de Cutucú (véase el mapa geológico del Oriente N° 2), mientras que, en el flanco occidental de la misma cordillera, la Formación Hollín reposa en discordancia sobre la múltiplemente plegada Formación liásica de Santiago, porque en esta zona falta la Formación Chapiza en su totalidad. Otras pronunciadas discordancias angulares entre Hollín y Chapiza están descubiertas al Nornoroeste del Cerro Macuma en la parte septentrional de la cordillera de Cutucú y en el flanco oriental del alzamiento de Napo-Galeras, como también en un sitio a 2.5 kilómetros al Este de Barquilla en el alto río Chingual, afluente del río Aguarico.

Las investigaciones sísmicas de la Shell Co. of Ecuador han revelado que la superficie de la Formación Napo se hunde en el subsuelo hacia el Este, a partir del alzamiento de Napo-Galeras. En el borde occidental del alzamiento aflora la superficie de la Formación Napo en altitudes de alrededor de 1000 metros sobre el nivel del mar. Rápidamente disminuye de altitud en dirección oriental desapareciendo debajo de la Formación Tena y de las demás Formaciones terciarias que componen el borde oriental del alzamiento y la llanura amazónica, de modo que a la distancia de 10 a 20kms la superficie de la Formación Napo ha bajado ya a 2000 metros bajo el nivel del mar y llega a su mayor profundidad de 2750 metros bajo el nivel del mar a la distancia de 50 kilómetros del borde oriental del alzamiento, indicando así una notable depresión en la superficie subterránea de la Formación Napo marcada por un eje cuya profundidad difiere de Norte a Sur desde 2500m hasta 4000m bajo el nivel del mar y que se extiende en dirección casi paralela al escarpamiento de la Cordillera Real a una distancia oriental de cerca de 100 kilómetros. A medida que se hunde este eje hacia el Sur aumenta el espesor de las Formaciones Napo y Hollín. De este modo la Formación Napo alcanza su máximum de espesor de 700-800 metros en la región suroriental de la cordillera de Cutucú, mientras disminuye hacia el Norte a 250 metros en la perforación Oglan (véase perfil N° 3). En el espacio del descenso de la superficie de la Formación Napo hacia el eje se habían originado los anticlinales asimétricos a causa de los movimientos orogénicos del Mioceno.

Hacia el Este, a partir del eje de la depresión, la superficie de la Formación de Napo se eleva paulatinamente a 1400m bajo el nivel del mar en la región de la perforación de Tiputini en el extremo oriental del Oriente ecuatoriano, cerca de la confluencia del río del mismo nombre con el río Napo, donde el espesor del entero Cretáceo se ha reducido a 120 metros y el basamento metamórfico o semimetamórfico sólo está separado del fondo del Cretáceo por una intercalación débil de conglomerados, que representan aquí la Formación Chapiza.

El Cretáceo descubierto por la perforación Tiputini a la profundidad de 1465-1536 metros consiste de lutitas arenosas y areniscas glauconíticas. En consecuencia, la facies epinerítica (Shelf) de la Formación Napo descubierta en las perforaciones de la región subandina ha cambiado hacia el Este, a la distancia de alrededor de 200 kilómetros (zonas de Tiputini) en facies sublitoral costera. Este cambio de facies y la reducción extrema de la Formación cretácica (Lit. N° 139, 1953, p. 2323) indica la proximidad del margen nororiental de la artesa cretácico-jurásica, formada por el basamento alzado del escudo brasilero. El límite occidental del Shelf cretácico coincide con la faja marginal de la Cordillera Real incluyendo los afloramientos del Cretáceo en la depresión de los ríos Topo-Quijos. Probablemente toda el área austral del Oriente está distinguida en el subsuelo por la presencia de esta facies epinerítica del Cretáceo.

En relación con la orogenia larámica, en vía de entrar en actividad, produjéronse movimientos epirogénicos en el Oriente e igualmente empezó a levantarse el bajo umbral de la Cordillera Real, que sometido a un nuevo periodo de erosión y denudación, suministró los materiales detríticos para una considerable sedimentación en ambos lados de la cordillera, es decir, en el Este en la zona subandina, y en el Oeste, en la artesa geosinclinal neo-andídica de la cual tuvo que nacer la Cordillera Occidental.

Las fuertes presiones larámicas que dieron lugar al plegamiento de la Cordillera Occidental y, a la vez, produjeron fenómenos de diaftoresis y cataclasis de las rocas constitutivas de la Cordillera Real, causaron repercusiones importantes en la región subandina oriental de modo que allí prosiguió el levantamiento epirogénico y en consecuencia, la regresión marina, fenómenos que no sólo se manifestaron en el Oriente ecuatoriano, sino también en toda la extensa zona entre la Cordillera Cardinal Norandina y el escudo brasilero y finalmente afectaron la cuenca amazónica en su totalidad. A partir del Cretáceo superior, ya en el Paleoceno, se depositaron en el Oriente ecuatoriano los característicos sedimentos clásticos, los redbeds de Tena, del mar retrocediente, entremezclados de aluviones fluviales y lacustres. La sedimentación de los depósitos de aguas por una parte fluviales y lacustres dulces, por otra parte, marinas salobreñas o salobres en áreas amplias, siempre más avanzado en dirección oriental, a medida de la regresión del mar, a veces interrumpida por irrupciones marinas en dirección opuesta. La Formación Tena del Cretáceo Superior (?) y del Paleoterciario se compone aún de masas clásticas de grano fino o poco grueso, a saber, de arcillas, margas y areniscas. Sólo las siguientes Formaciones Tiyuyacu y Cuzutca del Eoceno-Oligoceno, con muchas intercalaciones potentes de conglomerados, comprueban la acrecentada actividad erosiva en la Cordillera Real, ya elevada a mayores altitudes por efectos epirogénicos siguientes a la orogenia larámica.

Los característicos sedimentos pardos y rojos de muy variable espesor de la Formación Tena reposan en aparente concordancia sobre los estratos de la subyacente Formación Napo. Sin embargo, H. J. Tschopp (Lit. N° 139, 1955, p. 2322) ha podido demostrar que, junto con el proceso de la sedimentación de los redbeds se había efectuado la decapitación de las elevaciones de la Formación de Napo y a causa de este fenómeno una disminución considerable del espesor de la serie Napo en ciertos lugares de su ligera posición anticlinal.

Además, el contacto entre las series de la Formación Tena y la subyacente Formación Napo está caracterizado por un cambio abrupto de facies y consiguientemente, también por una pronunciada alteración de carácter litológico. Con todo eso, discordancias angulares no se presentan a la observación.

En la región del alto río Dashiño el geólogo de la Shell Co. of Ecuador, K. T. Goldschmid ha averiguado que la arenisca basal de la Formación Tena está puesta conformemente sobre la superficie endurecida y desigual de las lutitas del piso superior de la Formación Napo, superficie que, con toda claridad, había sido erosionada. Estas lutitas, normalmente de color gris oscuro azulado aparecen muy blanqueadas hacia colores de gris claro verdusco, hechos todos que indican un hiatus de sedimentación después de una erosión precedente.

La edad de la Formación Tena cae entre el Senoniano y Paleoceno, aunque sus capas superiores podrían ya pertenecer al Eoceno Inferior, según la determinación de los raros fósiles de facies litoral de agua dulce y salobreña que contiene la Formación Tena. Se trata de una Formación de transición del Cretáceo al Terciario y además del ambiente marino al ambiente fluvio-lacustre continental, el último que se estableció durante el Terciario y pleistoceno gradualmente a medida del avance de las ganancias de tierra firme en dirección oriental. En este proceso de la transformación de la artesa subandina en tierra firme por el retroceso del mar cretácico-terciario se produjo la sedimentación del material clástico detrítico que lo suministró la Cordillera Real y en segundo lugar las cordilleras subandinas de Cutucú y Napo-Galeras, material transportado y depositado por los ríos y acarreado hasta el mar en vía de retrocesión continua.

A la Formación Tena siguieron las demás Formaciones terciarias del Eoceno hasta el Mioceno y Plioceno, poniéndose una sobre otra y extendiéndose más y más al Este. Por las presiones tangenciales de la fase orogénica del Mioceno, característica de la artesa del lado oriental de la Cordillera Cardinal Norandina, se originaron las tendidas ondulaciones formando los amplios anticlinales asimétricos del subsuelo velados por la siguiente sedimentación mio-pliocénica, pleistocénica y moderna.

La orogenia miocénica había creado por plegamiento intenso las potentes cordilleras orientales de Colombia y del Perú.

El contenido de material piroclástico, especialmente de toba volcánica en los estratos de las Formaciones mio-pliocénicas (Arajuno Inferior, Chambira y Ushpa) refleja la actividad volcánica, que se había desplegado en la Sierra desde el Mioceno Superior hasta culminar en el Plioceno (Lit. N° 140, 1956, p. 267).

Movimientos verticales

En la introducción del capítulo sobre el Cuaternario fue expuesto que en el país y por lo especial en las regiones andinas, los volcanes, casi exclusivamente, se han edificado sobre las grietas de las fallas originadas por los verticales movimientos rupturales. En consecuencia, de este fenómeno se puede ir aún más lejos y deducir de la situación y agrupación de los volcanes conclusiones definidas de la existencia de fallas y de la posición y extensión de ellas (véase el mapa geológico N° 1).

Fenómenos sísmicos

En las fallas de las zonas rupturales se producen todavía en la actualidad movimientos poco perceptibles. Por las tensiones epirogénicas se acumula energía que tiende a efectuar el desplazamiento vertical de los grandes bloques separados por las fallas, hasta que la resistencia del rozamiento entre ellos queda superada, y por fin, un brusco golpe de movimiento neutraliza la tensión. Por la fricción entre los bloques movidos se originan vibraciones de la corteza terrestre: los temblores y terremotos que se propagan desde el foco a todas direcciones en forma de ondas sísmicas.

En el mapa geológico los extensos sistemas de fallas están marcados, especialmente en la parte septentrional de las cordilleras andinas y del Litoral, e indican así las zonas de mayor sismicidad del país. Los epicentros de los temblores y terremotos acaecidos en el país, en casi todos los casos han sido localizados en los lugares de zonas de fallas, y se caracterizan por su forma alargada, según la extensión longitudinal del foco situado en el plano de la falla (véase croquis N° 6).

Fallas longitudinales

Los movimientos tectónicos verticales han perdurado hasta la actualidad y perduran todavía, como confirman las vibraciones sísmicas. Las dislocaciones producidas por ellos a lo largo de las fallas durante el Pleistoceno, no sólo se marcan en gran escala por la alineación de los volcanes y la posición y forma de los hipocentros sísmicos, sino que están poco veladas por la erosión y sedimentación subsiguientes y pueden ser estudiadas con todos sus detalles en numerosos lugares de la región interandina.

En la quebrada de Nayón (véase perfil N° 11) al NE de Quito se presentan fallas con un salto de desnivel total de cerca de 200 metros, que forman un detalle del gran hundimiento escalonado ruptural de la depresión interandina.

El hundimiento relativo de la hoya de Quito se efectuó a lo largo de las fallas con dirección aproximada N-S, y en forma de rupturas escalonadas, principalmente en su lado occidental.

Las capas y las superficies de los diferentes escalones, inmediatamente al Norte de Quito, muestran una inclinación poco acentuada hacia el Oeste como efecto de un ligero movimiento giratorio de basculación; en cambio las fallas empinadas a lo largo de las cuales se realizó el hundimiento relativo, buzan hacia el Este. Así la meseta de Quito, y su prolongación hacia el Norte y Sur, forma el escalón superior de la gradería tectónica que desciende al fondo de la depresión interandina de la hoya de Quito (véase perfiles nos. 9, 10 y 11).

El perfil N° 10, que cruza por el lado meridional de Quito, desde las faldas del Pichincha en dirección oriental, hacia la depresión interandina, nos enseña, como por los movimientos rupturales verticales de diferentes escalas se formó el “Horst” de Las Monjas entre el río Machángara y la depresión interandina.

En la provincia de Imbabura en la región septentrional del país, unos escalones rupturales al Norte de Ibarra, con un salto total de 300 a 400 metros a lo largo de una falla con rumbo N-S, comprueban los valores apreciables de los movimientos rupturales de levantamiento en esta localidad.

De manera parecida podemos revelar las condiciones tectónicas de la depresión interandina hasta la hoya de Riobamba en el Sur. Unas veces las rupturas se han producido en mayor escala a lo largo del borde occidental, otras veces han preferido el borde oriental de la depresión ruptural. Con regularidad se formaron escalones con saltos hasta de 400 metros.

Al Sur de Salcedo, la laguna de Yambo debe su existencia a efectos tectónicos. En esta zona se hundió el fondo de la depresión muy unilateralmente en su borde oriental por rupturas y desniveles en gran escala que se ofrecen al observador al Este de Salcedo-Píllaro donde la carretera pasa el valle del río Guapante; dando lugar a que las capas del fondo de la depresión interandina, originalmente horizontales, adoptaran una inclinación marcada hacia el Este; por este movimiento giratorio se produjo en el sitio de la laguna una ruptura de las capas cuaternarias de manera que se formó una brecha cuneiforme-prismática profunda, de extensión longitudinal, paralela al borde occidental de la depresión interandina, albergando la laguna en el fondo de la brecha. Por lo tanto, el buzamiento hacia el Este de las capas que componen las laderas empinadas de la laguna es mucho más fuerte en la ladera oriental que en la escarpa occidental. P. Alberto Semanate (Lit. N° 70, 1952) ha descrito minuciosamente la estratigrafía y tectónica de esta región.

Fallas centrales

Existen también fallas y rupturas longitudinales en el eje central de la depresión interandina (véase el mapa geológico N° 1). Se ha comprobado con claridad satisfactoria la existencia de una falla central por la construcción de las isosistas del terremoto del 9 de agosto de 1938 en el valle de los Chillos al Este de Quito. Fue posible deducir de la forma y situación de las isosistas que el epicentro se extendió entre los volcanes apagados, Ilaló y Pasochoa, en figura completamente alargada (véase croquis N° 6), reflejando un hipocentro en forma de un plano vertical de una falla longitudinal de dirección Norte-Sur, situada sobre un trazo central de la depresión interandina entre el Ilaló y el Pasochoa. Además, se comprobó, que los volcanes han debido su aparición en estos lugares al hecho de que la zona debilitada por la falla tuvo que servir para abrir el magma canales de conducción hacia la superficie.

Sobre otra falla central se construyó en el Norte el potente volcán Imbabura.

Rupturas transversales

Los macizos volcánicos, que separan, una de otra, las diferentes hoyas de la depresión interandina, se han acumulado sobre las zonas falladas transversales y comprenden los nudos de muy variado modelado. A veces se destacan por la agrupación de grandes volcanes apagados y activos. Así el volcán activo Cotopaxi está puesto sobre el cruce de zonas rupturales longitudinal y transversal.

Terrazas fluviales y morrenas glaciares

Comprobaciones más generales de los movimientos verticales epirogénicos se manifiestan por la existencia de potentes terrazas fluviales superpuestas unas sobre otras. En las regiones de las estribaciones de las cordilleras se puede observar terrazas fluviales en niveles diferentes. Cada episodio de levantamiento inició un nuevo ciclo de erosión y sedimentación de modo que la terraza más baja y, a la vez, más moderna representa la sedimentación del último ciclo, mientras que la más alta es la más antigua.

En el Sur ocurre el caso de que morrenas glaciares antiguas afloran por ejemplo en la cercanía de Piñas (provincia de El Oro) en altitudes de sólo 800 metros, a saber, en un nivel tan bajo que fue alcanzado por las glaciaciones pleistocénicas. Este fenómeno extraordinario sólo es explicable, si se toma en cuenta de que se había efectuado un posterior hundimiento continental por muchos centenares de metros. Esta suposición se afirma en la costa por los valles ahogados, cuyo fondo primitivo, duran el Pleistoceno, había sido sumergido debajo del nivel del mar (por ejemplo, el valle del río Amarillo bajo en la provincia de El Oro).

Fallas en las faldas exteriores de las cordilleras

Diferentes complejos tectónicos de la Cordillera Real están entre sí separados por fallas claramente distinguibles. Se presenta una depresión ruptural también en la faja marginal oriental de la Cordillera Real, aproximadamente entre latitudes 0 y 2° del Sur, pero mucho menos pronunciada que la gran depresión interandina. Esta depresión secundaria, ya antes mencionada de Topo-Quijos, que en el perfil geológico tomado a lo largo del cauce del río Pastaza (véase perfil N° 19) se extiende entre el macizo principal de la Cordillera Real y el batolito granítico del Cero Abitagua (tercera cordillera). Comprende en el extremo Norte el valle del río Quijos y termina allí con el volcán activo Reventador. Su extremo meridional al Sur de Mera, se destaca por un dispositivo tectónico muy complejo en el cual se observan sistemas fallados de las Formaciones terciarias, cretácicas, jurásicas, paleozoicas y metamórficas.

Las enormes terrazas fluviales del río Pastaza, cerca de Mera, en total, hasta 1000 metros, a causa del fuerte levantamiento epirogénico por etapas, de los Andes.

Las faldas occidentales de la Cordillera Occidental bajan a las llanuras costaneras en dos escalones principales (véase el Mapa Geológico N° 1), que aparecen, por ejemplo, entre Zumbagua y Quevedo, marcados por los planos de Pilaló y Macuchi, en forma de terrazas tectónicas. De manera parecida se presentan los escalones entre sí, separados por fallas verticales en las regiones de Guaranda, San Miguel, Babahoyo y al Oeste de Quito en el trayecto Saloya-Santo Domingo de los Colorados.

VIII. EL ARCHIPIÉLAGO DE COLÓN

(Las Islas de Galápagos)

Sugestivas descripciones de la geografía y geología, del clima, de la fauna y flora del Archipiélago nos ha dado Teodoro Wolf en su magistral Geografía y Geología del Ecuador (Lit. N° 148, 1892, pp. 469-493), capítulo que comprende también instructivas consideraciones sobre la importancia económica de las islas para el país. En primer lugar, nos hace participar de sus perspicaces observaciones y nos representa los diversos aspectos de las islas que, con cierta monotonía impresionante, se integran de las negras masas basálticas y de sus derivados piroclásticos. Así pinta, por ejemplo, con significativa claridad, las formas peculiares de la petrificada superficie de las corrientes lávicas, que sorprenden al observador; además de exponer opiniones convincentes sobre los problemas geológicos y biológicos que suscitan.

Pero la obra de este sabio se había vuelto poco accesible al público. Afortunadamente, el erudito investigador Carlos Manuel Larrea nos ha dado hace poco una excelente obra sobre el Archipiélago de Colón (Lit. N° 51, 1960). Este autor, no sólo enfoca nuevos e interesantísimos temas, sino que amplía y completa los anteriores por los resultados y conocimientos más recientemente obtenidos. Así, ha tratado detenidamente la historia del descubrimiento de las islas, la de sus exploradores y los progresos de sus estudios e investigaciones y su significación bajo todo aspecto, durante los últimos siglos transcurridos después de su descubrimiento. En especial interesan las substanciales discusiones del autor sobre los problemas que dejaron palpitantes los sensacionales descubrimientos biológicos del famoso naturalista C. Darwin, con las diferentes teorías concernientes al origen de las islas y a las posibilidades de la inmigración al Archipiélago de la fauna terrestre, sea por medio de supuestos puentes que uniesen las islas con el continente, sea por medios ocasionales de transporte, debido a las olas y a los vientos. Una amplísima bibliografía que alcanza el inusitado alto número de 746 títulos completa el gran valor de la obra.

El Origen de las Islas

No existe duda alguna de que las islas representan, en su composición petrológica, rocas de exclusiva formación volcánica; en primer lugar, masas lávicas de muy variada configuración, mientras que las acumulaciones piroclásticas de tobas y brechas, sea por deposición marina, sea por sedimentación eólica, ocurren en mucho menor grado, a causa del peculiar modo de formación de las islas como volcanes submarinos, de los cuales sólo los picos que habían alcanzado regiones superiores, llegaron a emerger sobre la superficie del océano.

Respecto al lugar de origen de este volcanismo submarino, A. J. Eardley ha publicado importantes detalles, en su trabajo sobre las relaciones tectónicas entre las Américas del Norte y del Sur (Lit. N° 24, 1954, pp. 750-770), donde ha reproducido una carta batimétrica del Océano Pacífico oriental. En el ángulo entrante entre las costas occidentales del continente sudamericano y las de las América Central se cruzan, en el fondo oceánico, las lomas sumergidas denominadas **Cocos ridge** y **Carnegie ridge,** (véase carta batimétrica, Croquis N° 5) precisamente en el lugar donde se elevan del fondo marino las islas volcánicas del Archipiélago.

El origen de las lomas submarinas está íntimamente conectado con los acaecimientos tectónicos del fondo del océano. L. J. Chubb (Lit. N° 19a, 1933), a cuyos estudios se ha referido Carlos Manuel Larrea en su obra (Lit. N° 51, 1960, p. 182), ha ejecutado numerosas investigaciones sobre las islas volcánicas del Pacífico y sus relaciones con el fondo del océano. Las observaciones oceanográficas han revelado que en el fondo del Pacífico central y oriental se extiende una vasta área llamada "Albatros Plateau", bajo profundidades de menos de 2000 fathoms, o sea 3656 metros, tomando la configuración de una inmensa meseta submarina, en torno a la cual las profundidades exceden a la de la meseta **(1).**[3]En otras palabras, el fondo marino alrededor del "plateau" es más hondo que la superficie de la meseta, de cuya parte central no se levanta ninguna isla, mientras que en los bordes de sus extremos occidental y oriental se han colocado grupos de islas volcánicas que, al parecer, han sido estructuradas encima de un sistema de grietas entrecruzadas; a saber, las Marquesas en el occidente, y las Galápagos, en el oriente. También en el borde sur, o cerca de él, existen diversas islas volcánicas, como el archipiélago Mangareva, las islas Pitcairn, la de Pascua, Sala y Gómez y Juan Fernández. Todo indica que el "plateau" constituye un bloque resistente que habiendo sufrido presiones de todos lados, ha reaccionado de modo que, en ciertos lugares, presenta fracturaciones efectivas, de tal suerte que el magma, ascendiendo por las grietas de fractura, habría estructurado las islas volcánicas.

En la carta batimétrica están indicadas las zonas de fractura del margen oriental del "Plateau", así las zonas fracturadas de Clarion y de Cliperton, a 17 y 9 grados de latitud norte, respectivamente, y la zona fracturada principal de 2 grados de latitud norte, sobre la que se han formado las lomas submarinas (ridges) de Cocos y de Carnegie. En la primera se edificó la isla de Cocos y, en el cruce de ambas, se descargó el volcanismo con violencia reforzada, creando el gran Archipiélago de Colón.

L. J. Chubb ve confirmada la veracidad de su teoría ya que todas estas islas deben su origen a una causa común, manifestada por la evidente identidad de su estructuración e historia geológica, en cuanto son conocidas y conciernen a las Galápagos, Marquesas e Isla de Pascua. La isla Pitcairn tiene la configuración de un volcán semejante al de Cabo Berkeley, en la isla de Albemarle (Isabela), porque ambas han sido hendidas por una falla.

También petrológicamente se asemejan estas islas marginales del "Plateau" unas a otras, difiriendo, en cambio, de la mayoría de las demás islas del Pacífico. Las más sorprendentes características de sus rocas se evidencian en la casi completa ausencia de **tipos nefelínicos**, en contraste con la presencia de sílice virtualmente libre en muchas de ellas, es decir en las que son de tipo verdaderamente **pacífico.**

Las islas de los Cocos, San Félix y San Ambrosio están constituidas en parte de rocas nefelínicas y por eso deben considerarse como ya no pertenecientes al borde de bloque resistente del plateau "Albatros".

---

(1) Menard (Lit. N° 64a) deja la denominación de "Albatros Plateau" y, en su obra citada, adopta la de "East Pacific Rise", extendiéndola al continente americano.

El Archipiélago de Colón comprende 13 islas y un mayor número de islotes y rocas aisladas, todas de origen volcánico. En su mayoría, cada una de las islas pequeñas consiste sólo de un volcán, mientras que San Salvador (James) y San Cristóbal (Chatam) se compone de dos volcanes, e Isabela (Albemarle) exhibe seis de ellos. Las islas muestran las configuraciones simétricas de los conos volcánicos de circunferencia circular o algo elíptica, en sus bases al nivel del mar, dotados de grandes cráteres centrales. Los ángulos de inclinación de sus suaves declives exteriores ascienden sucesivamente, a partir de la base, de 10 a 15 y hasta 25 grados en los bordes superiores (véase Lit. N° 32a, J. C. Granja, Geología de la Isla Genovesa, 1964).

Del estudio de la carta batimétrica se desprende que, aparentemente, en el cruce de las lomas submarinas “Cocos ridge” y “Carnegie ridge” se había originado un amontonamiento de masas volcánicas, formando un extenso macizo, cuyas cúspides, sobresalientes sobre el nivel del mar, representan las Galápagos y cuya base podría ser buscada en la profundidad de la isobata de 1000 fathoms (1829m), porque esta profundidad parece indicar la superficie algo aplanada de ambas lomas (ridges). C. M. Larrea menciona la opinión de H. de Varigny (Lit. N° 140a, 1892), según la cual el conjunto de las islas debe reposar sobre una meseta submarina, a la profundidad de 1000 brazas (1672m), meseta que anteriormente hubiera podido estar unida con el Continente y que se hubiese hundido en esta medida y acaso un tanto más, para que se efectuase la supuesta separación de las islas y Continente, como se presenta en el actual estado; un hundimiento en tan grande escala parece dudoso. Sin embargo, también H. de Varigny tiene la idea de que las Galápagos representan un extenso conjunto montañoso de volcanes que llegaron a sobrepasar con sus cúspides la superficie del mar, habiéndose edificado sobre su base, situada en el cruce de las mencionadas lomas submarinas; base que en la profundidad de la isobata 10 (1000 fathoms o sean 1829 metros) del mapa batimétrico mide cerca de 200 kilómetros de largo y de 110 de ancho.

Si se recurre al mapa geográfico oficial del Ecuador y se toma como contorno de la base del macizo volcánico submarino la isobata de 1500 braza (2508 m), la base del macizo mediría cerca de 300 kilómetros de largo por 180 de ancho. La elevación absoluta del volcán más alto, Wolf, (altitud sobre el nivel del mar 1707m) en la isla Isabela, contada desde su propia base submarina de 1000 brazas de profundidad, ascendería a 3379m y puede rivalizar bien con los volcanes más grandes de la cordillera, que sobrepasan apenas por 3000m a sus bases en las dos cadenas de los Andes.

Los volcanes principales del Archipiélago se distinguen por sus considerables altitudes sobre el nivel del mar, pues sobrepasan los 1000 metros; así, en la isla más grande, Isabela, el volcán Santo Tomás (Nina Chumpi) se alza a más de 1500 metros; el Cerro Azul, a 1689; Alcedo, a 1097; Darwin (Mount Williams) a 1280 y Wolf (Mount Whiton) a 1707 metros. En la isla Fernandina (Narborough), al Oeste de Isabela y separada de ella por el estrecho de Bolívar, de sólo 5 kilómetros de anchura, el volcán La Cumbre se levanta a 1494m sobre el nivel del mar.

El pequeño cráter semilunar, de composición palagonítica, situado entre el Cabo Berkeley y la punta Vicente Roca, de la isla Isabela, tiene la respetable altitud absoluta de 792 metros, sobre el zócalo del Archipiélago.

En las islas más pequeñas los volcanes apenas alcanzan la altitud de 900m y a veces no pasan ni la de 500m sobre el nivel del mar. De este modo, en la isla San Salvador (James) el cerro Cowan tiene 884m; en la isla San Cristóbal (Chatam) el monte San Joaquín, 896m; en la isla Santa Cruz (Indefatigable), el Chacras 864m; en la isla Santa María (Floreana), el cerro Paja 640m; el cerro de La Pinta (Abingdon) tiene 762m y, en la isla Marchena (Bindloe), los cráteres de toba llegan hasta 343m sobre el nivel del mar. Las otras pequeñas islas e islotes quedan bajo la altura de 300 metros.

El fondo interior de los cráteres está regularmente de 150 a 200m más abajo que el borde alto de la circunvalación. El diámetro de los cráteres mayores, medido entre sus bordes superiores, varía según el volumen de los volcanes, entre 500 y 1000m y a veces más.

En la zona de la predominante sequía, entre el nivel del mar y la altitud de 300m, se despliegan los negros campos de lava basáltica, poco inclinados e inalterados a causa de las condiciones climáticas semiáridas y de la edad relativamente moderna de la lava. Se caracterizan por una vegetación raquítica de cactus y otros xerófitos. Los campos de lava de la isla Isabela (Albemarle) y Fernandina (Narborough) circundan los grandes volcanes por completo. Vistas desde lejos las corrientes lávicas, se diferencian por la intensidad de sus colores debido a su diferente estado de alteración y descomposición, de modo que las más oscuras son las menos alteradas y por tanto las más modernas.

La superficie muy rugosa de la lava presenta, aun en el aspecto típico del basalto fluido, en vía de solidificarse por el enfriamiento, sus configuraciones caprichosas, modeladas por los gases de la lava desprendidos con mayor o menor vehemencia, inflando gigantescas burbujas o ampollas (pillow lava), o edificando pequeños cráteres de escoria, además de las variadas formas de arrugamiento, bien descritas por Wolf y otros autores.

Según el efecto más o menos avanzado de descomposición y erosión que han sufrido las rocas de las diferentes islas, parece que las más antiguas son las de Chatam (San Cristobal), Charles (Floreana) y Hood (Española); Indefatigable (Santa Cruz) ocuparía un estado intermedio y Narborough (Fernandina), en cuanto a su aspecto exterior, vendría a ser la más joven, porque sus lavas, en general, están menos alteradas y descompuestas que las de todas las islas restantes. También la ausencia de volcanes parásitos confirma que Narborough (Fernandina) se encuentra todavía en el estado más moderno de su evolución volcánica.

Después del descubrimiento del Archipiélago, se han registrado erupciones volcánicas sólo en San Salvador (James), Isabela (Albemarle) y Fernandina (Narborough). Partiendo de estas observaciones se podría deducir que la actividad volcánica ha comenzado en las partes orientales del Archipiélago, avanzando gradualmente en dirección occidental y noroccidental.

Respecto a la historia volcánica de cada isla, L. J. Chubb (Lit. N° 19a, 1933, p.22) hace distinción entre tres fases eruptivas que, una tras otra, habríanse desarrollado en cada isla:

a) Un periodo de erupciones en mayor escala, durante la estructuración de los grandes volcanes; el material arrojado es, sobre todo, piroclástico, por lo menos en los posteriores estados de erupción;

b) Un periodo de menor actividad, caracterizado por erupciones de toba, durante las cuales se originaron los cráteres parásitos, todos generalmente situados a una distancia de algunos kilómetros, a partir de los cráteres mayores, sugiriendo por eso la posibilidad de que los canales principales de erupción habrían sido obstruidos a considerable profundidad y, de consiguiente, que un tiempo de tranquilidad habría intervenido;

c) Un periodo de derrames de lava por fisuras en los flancos de los mayores volcanes. Como las erupciones dejaron aquel tiempo de ser explosivas, desde entonces parece plausible que la mayor cantidad de los elementos volátiles del magma hubieran escapado; esta tercera fase todavía no ha terminado en los volcanes occidentales del Archipiélago.

L. J. Chubb (Lit. N° 19a, 1933, p. 7-8) ha constatado que el cambio de color, en las zonas arriba de 300 metros, de negro a amarillento pardusco, no es debido únicamente al cambio de clima y, de consiguiente a la intensa descomposición de las rocas en esta zona alta, permanentemente húmeda, sino también a una variación de la composición litológica de los terrenos. Observados a mayor distancia los flancos de los volcanes de las zonas superiores, ostentan colores que van de gris a amarillo tostado, con fajas radiales de matices casi negros, propios de las corrientes basálticas, fajas que entran en los campos lávicos negros, de los cuales están separadas las zonas superiores de colores claros por una acentuada línea de demarcación. Investigaciones detenidas han descubierto que las pendientes, a partir de altitudes de alrededor de 200 metros hasta los bordes más altos de los volcanes, se componen de tobas friables, poco compactas y mezcladas con fragmentos de lava. Desde aberturas o pequeños cráteres de escoria, formados sobre grietas en los flancos de los volcanes, se han derramado corrientes de lava muy fluida y de poco espesor, ocupando generalmente los surcos erosionados por las aguas atmosféricas. Estas corrientes de lava, desde un principio, han contribuido a la estructuración del volcán.

Chubb opina que los estratos de la mayoría de los volcanes se componen, en primer lugar, de masas piroclásticas, porque las lavas fluidas de basalto no pueden mantenerse en las pendientes muy inclinadas de los flancos superiores de los volcanes, con ángulos de inclinación de 20 a 25 grados, inclinación que caracteriza los declives de los volcanes tobáceos, por ejemplo, del conocido cráter Tagus, al pie del volcán Darwin, en la orilla occidental de la isla Isabela (Albemarle).

Regularmente se extienden las corrientes lávicas hasta las orillas del mar y entran en las aguas en forma de puntas salientes o de pequeñas penínsulas, separadas entre sí por estrechas lagunas, bahías, playas o manglares. En otros casos terminan por escollos o escarpamientos abruptos de poca altura.

Cráteres parásitos, preferentemente en forma de conos de ceniza y toba, o de escorias se encuentran al pie de los volcanes y se levantan hasta 100m por encima de la superficie de los campos lávicos de las playas, o forman islotes o pequeñas penínsulas en las orillas. Se supone que pueden haberse originado aun debajo del agua marina, suministrando así las masas de tobas palagoníticas y piroclásticas estratificadas; habría bastado un alzamiento posterior de cerca de 100m para levantar sobre el nivel del mar a los pequeños cráteres que se distinguen por su forma semilunar y su composición de palagonita.

La palagonita es el producto mineral de alteración y, en especial, de la hidratación del vidrio basáltico, llamado sideromelana, regular componente del basalto y de la ceniza basáltica. Entre las cenizas arrojadas durante las erupciones de los volcanes basálticos predominan estas partículas vítreas, es decir el polvo de virio basáltico o de sideromelana, que a su vez contiene microscópicas partículas (microlitos) de augita y plagioclasa, propias de los típicos minerales que componen el basalto y se encuentran como fragmentos cristalinos también en la ceniza. Además, pueden participar en ella partículas de la lava misma; como la palagonita es producto de descomposición del vidrio basáltico, descomposición que ataca sólo la propia masa vítrea, consiguientemente, la palagonita contiene como impurezas todas las inclusiones minerales no palagonizadas, además de las partículas de lava, participantes en la composición de la toba primitiva.

Puesto que en el vidrio basáltico existen elementos de óxido de hierro, la palagonita, como producto de hidratación, muestra los colores amarillentos y parduscos de hidróxido de hierro y, asimismo, de las tobas palagonizadas.

T. Wolf (Lit. N° **18b**, 1892, p. 473) ha observado que estos cráteres de palagonita “muy típicos, se presentan sobre la mitad septentrional de Chatam (San Cristóbal); además, se encuentran al lado Norte y Este de la isla Floreana, donde componen la Punta Cormorant y los islotes Enderby, Caldwell y Gardner, en varios puntos de las costas de Indefatigable (Santa Cruz) y de Santiago; pero, en escala más grande, en la costa occidental de Albemarle (Isabela), especialmente en la ensenada de Tagus, enfrente de Narborough (Fernandina) y en el Cabo de Berkeley de Albemerle (Isabela). No se puede dudar – continúa – de que los puntos aislados de la formación de tobas palagoníticas están en conexión entre sí, debajo de la cubierta de lavas recientes, o debajo del mar. Ella (la palagonita) es el fundamento más antiguo de las islas, hoy visible en pocos puntos y en parte destruido por la acción del mar”.

“Aunque en general se puede decir que la formación de palagonitas es la precursora de la formación moderna de las lavas basálticas, no por eso su conexión están íntima que los antiguos cráteres de toba hubiesen servido de camino a las erupciones modernas. Al contrario, éstas se han verificado, en apariencia, del todo independientes. Conozco solamente dos puntos en que conos de erupción de lava escoriácea se encuentran en los cráteres antiguos de toba: uno es la Punta de Cormorant, en la isla Floreana, y el otro se halla en una punta del Cabo Berkeley, en Albemarle (Isabela). (…………..) Hay algunos cráteres cuyo interior está inundado por lava escoriácea; así en Chatam (San Cristóbal) y cerca de la ensenada de Tagus; pero se observa que esta lava no salió de los cráteres, sino que entró en ellos por aberturas laterales, desde los extensos campos de lava que los rodean”.

L. J. Chubb (Lit. N° 19a, 1933, pp. 56-61) ha descrito tobas en diferente estado de palagonización. Además, ha mencionado el interesante caso de una toba de sideromelana inalterada y sólo cementada por una especie de finísimo polvo volcánico en vías de descomposición; todas las cuales fueron encontradas en las islas Isabela (Albemarle) y San Salvador (James). Son de colores entre verduscos y pardo-amarillos y tienden a ser friables.

Otras tobas, en ciertos lugares, se componen sólo de fragmentos de cristales de feldespatos y augitas, representando así el tipo de tobas cristalinas. A veces, esas tobas poco consolidadas contienen nódulos pisolíticos de 0.5 a 1.0 centímetros de diámetro, Formación conocida en muchos otros volcanes del mundo y explicada como bolitas de ceniza originadas durante la caída de lluvia sobre la ceniza fresca.

Puesto que la palagonita es producto de hidratación, se supone que las Formaciones de tobas palagoníticas, inclusive los cráteres de este tipo, hubieran experimentado, como ya se ha insinuado antes, una temporal submersión en el agua marina, que abría accionado en el proceso de palagonización seguido en la posterior inmersión del mar. Una comprobación para la hipótesis de la emersión fue dada por T. Wolf (Lit. N° 147a, 1895, pp. 246-265), al haber encontrado en la isla de San Cristóbal (Chatam) fósiles de moluscos a 100m sobre el nivel del mar, incluidos en la toba palagonítica de pequeños cráteres cuyo origen submarino ha sido aceptado, a causa de la palagonización de la ceniza que constituye la toba, palagonización que comprende, en primera línea, la hidratación de la sideromelana contenida en la toba originaria. Este hallazgo parece comprobar también un alzamiento de 100m y más, después del origen del cráter parásito.

Antes C. Darwin también había observado fósiles de conchas marinas, depositados entre las tobas de dos cráteres de la misma isla, que tomó por emergidos del mar.

W. H. Ochner encontró una comprobación más definitiva del alzamiento en forma de sedimentos marinos fosilíferos, descritos por W. H. Dall (Lit. N° 21, 1924), quien ha podido atribuir al Plioceno ciertas capas de escarpas costeras en las orillas orientales de las islas Santa Cruz, (Indefatigable) y Seymur. Aunque no se ha indicado la medida del alzamiento, este descubrimiento fue de gran interés, porque ha evidenciado que las islas han existido y, aparentemente en una extensión no mucho menor, ya desde el Plioceno.

Otras capas sedimentarias intercaladas entre corrientes lávicas, a la altitud de 12 a 15m sobre el nivel del mar, en la isla Isabela (Albemarle) son atribuidas al Pleistoceno inferior, probablemente, capas fosilíferas semejantes están enterradas debajo de los campos lávicos de otras islas.

L. J. Chubb concluye que no parecen existir evidencias sobre movimientos verticales antes del Plioceno, pero que todos los fenómenos tratados sugieren que después del periodo de la formación de los conos tobáceos parásitos en cuestión, tuvo lugar un levantamiento de unos pocos centenares de pies (a few hundred feet) y que durante la fase de efusión y erupción de la lava las islas habían quedado casi estacionarias, sin movimiento, a excepción de pequeños hundimientos.

A la constitución mineralógico-química de los basaltos, L. J. Chubb y C. Richardson (Lit. N° 19a, 1933, pp. 48-55 y pp. 61-64) se han referido por extenso, concluyendo que, en general, los basaltos de las Galápagos son porfídicos con fenocristales predominantes, sea de olivino sea de plagioclasa básica; ambos tipos caracterizados por un contenido muy bajo de K_2O y relativamente alto de Al_2O_3 y CaO. Representan por eso, con raras excepciones, al tipo **pacífico** de basalto, con tendencia a transición a la andesita basáltica.

La tentativa de L. J. Chubb, en la misma obra (pp. 62-63) de establecer correlaciones cronológicas en cuanto a la sucesión relativa de las erupciones, mediante la aplicación de un método químico-cristalográfico, ha confirmado la observación de T. Wolf de que las Formaciones volcánicas primitivas fuesen las tobas palagoníticas, porque L. J. Chubb ha podido determinar que las tobas de Isabela (Albemarle), Pinta (Abingdon) y San Salvador (James), primero habían sido arrojadas y sedimentadas y, posteriormente, seguidas por los basaltos de Isabela y las otras dos. Según los fósiles de moluscos que se han encontrado en las palagonitas, la estructuración de las Galápagos debe haber tenido su principio, como ya antes hemos sugerido, en el Plioceno y en los primeros tiempos del Pleistoceno, probablemente en conexión con los acaecimientos tectónicos que fueron la causa de la palingénesis por infraposición cratónica, palingénesis que alimentó el volcanismo pleistocénico (véase el capítulo respectivo).

Actualmente, sólo dos volcanes activos existen en la isla Isabela, que en los últimos tiempos produjeron erupciones de corta duración.

Un fenómeno sorprendente merece atención: la no existencia de arrecifes de corales, en ninguna parte de las islas a pesar de su posición en la línea equinoccial. Diferentes autores han emitido sus teorías sobre este problema, hasta inculpar al lodo acarreado al océano por los ríos, desde el lejano Continente. Pero ya J. D. Dana (Lit. N° 21a, pp. 99-100) ha sugerido que la **ausencia de arrecifes de corales** puede deberse a la disminución de la temperatura del agua marina superficial, causada por la influencia de la fría corriente marina de Humboldt, cuya ramificación occidental baña regularmente las costas de las islas. Las temperaturas superficiales del mar en la costa del Continente, entre el Canal de Panamá y la isla de Gorgona, ascienden a 25 y 26 grados C, porque estas regiones están fuera de la referida corriente fría, y, en este caso, la ausencia de corales se debe al agua lodosa. Pero, cruzando el océano hacia las Galápagos, la temperatura del agua marina superficial disminuye hasta 20 grados en los alrededores de las islas mismas. Puesto que la condición previa del crecimiento vigoroso de los corales es el régimen de temperaturas mayores de 21° en el agua marina, no habrá otra causa que la del frío del agua para explicar la ausencia de los arrecifes de corales.

Las playas de las islas occidentales del Archipiélago consisten de arenas volcánicas y, en reducida escala, de triturados de conchas de moluscos y equinoides, a veces mezclados con raros fragmentos de corales; pero verdaderas rocas o arrecifes coralíferos no fueron observados por L. J. Chubb (Lit. N° 19a, 1933, p.19), que tampoco los encontró en los sitios señalados por otros autores.

Tectónica

Ya a C. Darwin le llamó la atención el aparente hecho de que los volcanes de las islas se encontraran arrumbados en sistemas de líneas rectas, entre sí paralelas en parte, con rumbos de 43° O y N47°E, y que los mayores cráteres ocuparan los puntos de intersección de las líneas de los dos diferentes sistemas; de este modo, la más importante línea con la dirección NO corre por las islas Culpepper (Darwin), Wenmann (Wolf), James (San Salvador), Indefatigable (Santa Cruz) y Barrington (Santa Fe), arrecife Macgown y Hood (Española); mientras una segunda línea, paralela a la primera, pasa por Roca Redonda, los tres cráteres orientales de Albemarle (Isabela) y Charles (Floreana); una tercera por Narborough (Fernandina) y uno de los volcanes australes de Isabela (Albemarle); una cuarta línea, menos regular, por **Abingdon** (Pinta), Bindloe (Marchena) y Chatam (San Cristóbal).

Las líneas de rumbo NE pasan, la principal por Narborough (Fernandina), el volcán Mount Williams de Albemarle (Isabela), James (San Salvador) y Tower (Genovesa); por los dos volcanes australes Cerro Azul y Nina Chumpi de Albemarle (Isabela) y por Macgown Reef y los dos cráteres de Chatam (San Cristóbal).

Darwin arriba a la conclusión de que estas líneas señalan también el rumbo de supuestas rupturas de la corteza terrestre, por lo cual los cráteres principales se habrían abierto en los puntos donde las fisuras de los dos sistemas de líneas se entrecruzan. Wolf, por su parte, considera arbitraria la selección de estas líneas y propone otras dos cuyo rumbo parte por la mitad del ángulo que incluyen los dos sistemas de Darwin y que parece indicar el rumbo de las rupturas secundarias.

Una falla notable parte en dos el volcán situado en la esquina NO de la isla Isabela, a lo largo de una ruptura que corre en dirección N43°O, justamente paralela a la de una serie principal de supuestas fallas sobre las cuales se habrían edificado los volcanes del Archipiélago, especialmente los de la isla Isabela. La parte noroccidental, hacia el mar abierto, fue sumergida, dejando su faz abierta en forma de escarpados arrecifes alineados, de hasta 700m, de altura; el interior del cráter partido está expuesto a la vista y su interior se presenta como un banco, a la altura de cerca de 300m sobre el nivel del mar; todo el conjunto semeja una enorme poltrona; Beebe (Lit. N° 4, 1924) la denominó “el sillón del gigante”. Según la opinión de Chubb, la falla se originó con anterioridad a las fases tardías del volcanismo insular, puesto que, al pie del plano erguido de la falla, precisamente al nivel del mar, se levantan de la superficie lávica dos pequeños cráteres de toba, que deben haberse formado a consecuencia del resquebrajamiento del volcán, probablemente sirviéndose de la grieta ruptural de la falla como canal de expulsión del material piroclástico con que se construyeron los pequeños cráteres. También en la isla Wenman (Wolf), al Noroeste del Archipiélago, se ha observado un escarpamiento perpendicular que parece representar un plano de falla. Otro autor cree que las islas Seymour y Baltra fueron separadas de la isla Santa Cruz (Indefatigable) por un fallamiento reciente.

Algunos movimientos epirogénicos, especialmente de levantamiento, fueron comprobados por autores como Darwin, Wolf y otros más, quienes encontraron restos de moluscos enterrados en las tobas palagoníticas de origen submarino, actualmente en alturas de cerca de 100m sobre el nivel del mar, de modo que el hecho del levantamiento de las islas, una vez formadas, debe ser aceptado.

W. N. Ochsner, según W. H. Dall (Lit. N° 21, 1924), ha descubierto en las costas orientales de las islas Santa Cruz (Indefatigable) y Seymour, sin indicación de la altitud sobre el nivel del mar, capas fosilíferas que W. H. Dall atribuyó al Plioceno. Como ya se ha expuesto, otras capas dotadas de fósiles del Pleistoceno inferior están intercaladas entre corrientes lávicas de la parte austral de Isabela, a la altura de 10 a 12m sobre el nivel del mar. En resumen, los datos geológicos no parecen esclarecer la actividad de movimientos epirogénicos de tiempo anterior al Plioceno; pero parece evidente que después del periodo de la formación de los volcanes parásitos, constituidos de palagonita, se ha operado un alzamiento hasta de 200m y que durante la fase de las efusiones lávicas se ha establecido, como queda aseverado, un episodio estacionario, aparte de ligeros hundimientos locales.

Muchas especulaciones se han emitido en cuanto a las posibilidades de inmigración de los grandes reptiles terrestres del Archipiélago. Entre otras teorías, se ha sugerido la existencia anterior de una comunicación terrestre con el Continente y la submersión posterior de estos puentes, concomitante con un hundimiento parcial del Archipiélago mismo. La carta batimétrica ofrece a esta teoría de los puentes sumergidos la existencia de las dos lomas (ridges) submarinas, a la profundidad de 1000 a 1500 fathom (= 1829 a 2743m), pero H. de Varigny (Lit. N° 140a, 1892, en C. M. Larrea N° 51, 1960, p. 180) encuentra dudoso que se hubiera efectuado un hundimiento en tan grade escala, sin que afectara también a las islas. Asimismo, L. C. Chubb confirma la falta de evidencias geológicas que pudieran comprobar un hundimiento de este alcance.

Sin embargo, la geología moderna no considera como absurdos o exagerados movimientos epirogénicos de tales proporciones. Debemos atenernos al hecho de los alzamientos pleistocénicos de las cordilleras, que llegan a miles de metros; o a los hundimientos y levantamientos continentales de la costa, influenciados adicionalmente por los movimientos absolutos del nivel marino, después del Pleistoceno. Además, hay que pensar en procesos de hundimiento del fondo oceánico, en conexión con la teoría de palingénesis por infraposición cratónica, de H. Stille (Lit. Nos. 124 y 126, 1954 y 1958) que sugiere hundimientos considerables del fondo oceánico por infraposición del mismo, por ciertos acaecimientos tectónicos, como por ejemplo, los que se produjeron en los bordes occidentales del Océano Pacífico, precisamente durante el Pleistoceno. Habrá que esperar a que en lo futuro se establezca la posibilidad del hundimientos de los hipotéticos puentes terrestres entre las Galápagos y el Continente, posibilidad que, aceptada, explicaría con mayor facilidad la inmigración de los animales terrestres, en especial de las grandes tortugas, sin poner en duda el hecho de que las islas, como se presentan en la actualidad, después del supuesto hundimiento, figuran perfectamente como islas volcánicas y, según las apariencias, también oceánicas.

C. M. Larrea (Lit. N° 51, 1960, p.180) menciona que “estos mismos trabajos de topografía submarina, interpretados diversamente por otros hombres de ciencia, han servido de argumento para defender la hipótesis…..” de la conexión de las Galápagos con el Continente; conexión que, según el mapa batimétrico, podría haber existido en forma de lomas submarinas (los **ridges** de Cocos y de Carnegie, respectivamente), y no del área completa del fondo submarino marginado por las lomas y los bordes continentales, porque los puentes terrestres, relativamente estrechos hubieran permitido sólo una inmigración selectiva, mientras que una meseta extensa, como la supuesta por algunos autores, daría razón a las citadas objeciones que resultan de las sabias explicaciones de Darwin sobre “el corto número de las especies, con gran proporción de formas endémicas, etc. etc.”

En cambio, la teoría de Baur encuentra su mejor fundamento en la supuesta conexión de las Galápagos con el Continente por las arriba mencionadas lomas submarinas (ridges) que anteriormente formaran puentes terrestres entre el Continente y las islas, y no sólo puentes sino también, en el punto de su cruce, la base del conjunto volcánico cuyas cúspides representan las islas del archipiélago, después del hundimiento de esta zona oceánica, inclusive de los puentes (ridges) y de la base misma de los volcanes.

Por eso, hay que dejar a un lado, como impropio, el postulado del origen **continental** para la validez de la teoría que Baur ha establecido (Lit. N° 51; C. M. Larrea, 1960, pp. 176-178) a base de sus detenidas observaciones e investigaciones, que encuentran sus fundamentos en los grandes descubrimientos de Darwin y que engloban la naturaleza de las islas con su fauna tan interesante y problemática.

La expresión “origen continental” implica la posibilidad de una inmigración amplísima que comprendería un extenso número de especies de seres animales del continente y un desarrollo de la vida faunal completamente diferente del que se presenta en realidad. Así, la justa objeción contenida en las explicaciones de Darwin (Lit. N° 51 en C. M. Larrea, 1960, pp. 178-179) ya no es más aplicable en contra de la teoría de Baur, la que se ha diferenciado de la de Darwin esencialmente en la hipotética explicación de los modos de la inmigración de los animales en las islas; y si algún día los “puentes terrestres del continente a las islas y su submersión posterior” fuesen admitidos, ya no más sería válida para las Galápagos, en la pugna de las teorías, la distinción entre origen continental u oceánico; porque los temporales puentes terrestres al Continente habrían facilitado una selectiva inmigración animal, que ha sido comprobada por Darwin, durante cierto tiempo (Lit. N° 51, C. M. Larrea, 1960, pp. 178-179), y la explicación de la misteriosa inmigración de las grandes tortugas en las Galápagos podría desistir de los “medios accidentales por vientos y olas” muy inseguros en tratándose del transporte de tan grandes animales.

BIBLIOGRAFÍA

(Literatura seleccionada)

La enumeración de los autores y publicaciones aquí no mencionadas se las encuentra en el N° 39 del Lexique Stratigraphique International, Amérique Latine, Ecuador, por R. Hoffstetter, 1956, Paris.

1. **Andrade Marín Luciano (1936)** Llanganati; Viaje a las misteriosas montañas de Llanganati. Impr. Mercantil, Quito.

1a. **Aguayo Escandón Sergio (1964)** El filón de Hematites cerca de Pascuales. El Universo de Guayaquil, 9 de agosto de 1964.

1b. **Aguayo Escandón Sergio (1964)** La rodonita (silicato de manganeso) cerca de Pasaje río Sacachispas (Prov. de El Oro). El Telégrafo de Guayaquil, 14 de diciembre de 1964.

2. **Ashley Baldry Robert (1938)** Slip-planes and Breccia zones in the Tertiary rocks of Perú, Qu. Journ. Geol. Soc. Vol. XCIV, part 3, 1938, London.

3. **Barrington Brown C. (1938)** On a theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancón, Ecuador, Qu. Journ. Geol. Soc., Vol. XCIV, part 3, London.

4. **Beebe William (1924)** Galapagos World End, New York and London.

5. **Bellido Eleodoro B. y Simons Frank S. (1957)** Memoria explicativa del Mapa Geológico del Perú, Bol. Soc. Geol. Perú, tomo N° 31, Lima.

6. **Belowsky Max (1892)** Die Gesteine der ecuadorianischen Westkordillere von Tulcán bis Escaleras – Berge, en Reiss W. y Stübel A. “Das Hochgebirge der Republik Ecuador. Petrographische Untersuchungen”, Bd. I, Westkordillere, Berlín, 1892-1898.

7. **Benavides Cáceres Víctor (1956)** Geología de la región de Cajamarca, Bol. Soc. Geol. Perú, tomo N° 30, Lima.

7a. **Benioff H. (1949)** The fault origin of oceanic deeps, Bull. Geol. Soc. America. Vol. 60, pp. 1837-1866.

8. **Bergt W. (1914)** Der Vulkan Quilotoa in Ecuador und seine schiefrigen Laven, Mus. f. Landerkunde, Heft 13, Leipzig.

9. **Bergt W. (1921)** Natur und Entstehung der Gneisse der ecuadorianischen Ostkordillere, Berlin.

10. **Berry E. W. (1929)** The fossil flora of the Loja Basin in Southern Ecuador, John Hopkin’s studies in Geology, N° 10, Baltimore.

11. **Billingsley B. (1926)** Geology of the Zaruma Gold district of Ecuador, Am. Inst. Min. Met. Eng. Vol. 74.

12. **Bixby G. G. (1950)** Geología de la Península de Santa Elena, (Entre la Puntilla y Colonche). Diss. Esc. Polit. Nac., Quito.

13. Bruet E. (1947) Sur le soulèvement principal de la Cordillère oriental des Andes de l'Equateur et la création du réseau du Haut-Amazone. C.R.S. Acad. Sci. t. CCXXV N° 17, pp. 749-751, France, 1947.

14. Bruet E. (1947) L'état actuel de nos connaissances géologiques sur le Haut-Amazone de l'Equateur. C.R. Soc. Geol. France N° 4.

15. Colony R. J. and Sinclair Joseph H. (1928) The lavas of the volcano Sumaco, Eastern Ecuador, South America, Am. Journ. Science, Vol. XIV, trad. al castellano por Jonás Guerrero (1937), Bol. Mens. Ministr. Obr. Publ., t. II Nos. 18, 19, 20, Quito.

16. Colony R. J. and Sinclair Joseph H. (1932) Igneous and metamorphic rocks of Eastern Ecuador, An. New York Acad. Scienc., Vol. 34, trad. al castellano por Jonás Guerrero (1937), Bol. Mens. Ministr. Obr. Publ., a. II, t. II Nos. 18, 19, 20, Quito.

17. Chalco R. A. (1954) Informe geológico de la región Máncora-Fernández, Bol. Tec. Minist. Fom. Obr. Publ., Empresa Petrol. Fisc. N° 1, Lima.

18. Chalco R. A. (1955) Informe geológico de la región Tumbes-Zarumilla, Bol. Tec. Minist. Fom. Obr. Publ., Empresa Petrol. Fisc. N° 3, Lima.

19. Chalco R. A. (1955) Estudio geológico preliminar de la región Sulana-Lancones, Bol. Tec. Minist. Fom. Obr. Publ., Empresa Petrol. Fisc. N° 3, Lima.

19a. Chubb L. J. (1933) Geology of Galápagos, Cocos and Eastern Islands; Bernice P. Bishop Museum, Bull. 119 Honolulu.

20. Cloos H. (1936) Einführung in die Geologie, Berlin.

21. Dall W. H. (1924) Note on fossiliferous strata on the Galápagos Islands, Geol. Mag. Vol. 61, London.

22. Darwin C. (1831-1836) Viaje de un naturalista alrededor del mundo. 1831-1836. Traducción al español, 1942, Librería El Ateneo, Buenos Aires.

23. De Sitter L. U. (1962) Geología Estructural, Ediciones Omega S.A. Traducción de Vicente Pástor Gómez y A. Navarro Alvargonzáles, Barcelona, 1962.

24. Eardley A. J. (1954) Tectonic relations of North and South America, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 38, N° 5, pp. 750-770, Oklahoma.

24a. Eibl Eibesfeldt I. (1960) Galapagos, Die Arche Noah im Pacifik. R. Piper und Co. Verlag, München.

25. Elich Ernst (1893) Die Gesteine der ecuadorianischen Westkordillere vom Atacazo bis Illiniza, en W. Reiss and A. Stübel: Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Petrographische Untersuchungen, Bd. I, Westkordillere, 1892-1898, Berlín.

26. Elich Ernst (1901) Die vulkanischen Gebirge der Ostkordillere von Ecuador vom Pambamarca bis zum Antisana, en Reiss W. (1901-1904), Ecuador 1870-1874, Petrographische Untersuchungen.

27.Engelhardt H. (1895) Über neue Tertiarpflanzen Südamerikas, Abhandl. Senckenberg. Naturf. Ges. Bd. 19, N° 2 Frankfurt (Main).

27a. Erazo Vallejo Marco (1957) Apuntes sobre la Geología y estructura del Valle de Cuenca; Anales de la Universidad de Cuenca, Ecuador, tomo XIII, N° 1 pp. 157-197.

28. Esch Ernst (1896) Die Gesteine der ecuadorianischen Ostkordillere. Die Berge des Ibarra-Beckens and Cayambe, en W. Reiss and A. Stübel: Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Petrographische Untersuchungen, Bd. II, Ostkordillere, 1896-1902, Berlín.

29. Estrada Abelardo (1941) Contribución geológica para el conocimiento de la Cangagua de la región interandina y del Cuaternario en general en el Ecuador. An. Univ. Centr. Quito.

30. Fischer Alfred G. (1956) Desarrollo geológico del Noroeste peruano durante el Mesozoico. Bol. Soc. Geol. Perú, tomo 30, Lima.

31. Gerth Heinrich (1955) Der Geologische Bau der Südamerikanischen Kordillere. Berlin-Nikolasse.

32. Granja J. C. (1942) Nuestro Oriente, Impr. Univ. Centr. Quito.

32a. Granja J. C. (1964) Geología de la Isla Genovesa (Tower). Editorial Universitaria, Universidad Central, Quito, 1964.

33. Grosser P. (1905) Reisen in den ecuadorianischen Anden. Sitzungsbericht Niederrh. Ges. Nat. u. Heilkunde zu Bonn Jahrg. 1904, Abt. A. pp. 6-16, Bonn.

34. Hearn L. T. (1950) El Chimborazo. Bol. Inf. Cient. Nac., Vol. III, Nos. 28-29. Quito.

35. Herz Richard (1892) Die Gesteine der ecuadorianischen Westkordillere Pululagua bis Guagua Pichincha, en W. Reiss and A. Stübel: Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Petrographische Untersuchungen, Bd. Westkordillere, 1892-1898, Berlín.

36. Hiedra López Cicerón (1949) Levantamiento topográfico y geológico de la zona Campamento Sigsal – Puente Guarumal (Región Saloya). Diss. Escuela Politécnica Nacional, Quito.

37. Hoffstetter Robert (1948) Notas sobre el Cuaternario de la Península de Santa Elena (Ecuador). Bol. Inf. Cient. Nac. Nos. 11 y 12, Ed. Cas. Cult. Ecuad. Quito.

38. Hoffstetter Robert (1952) Les mammifères pléistocènes de la République de l'Equateur, Mem. Soc. Geol. France, No. 66 Paris.

39. Hoffstetter Robert (1956) Ecuador en Lexique Stratigraphique International, Amérique Latine, dir. R. Hoffstetter, fasc. 5a, Paris.

40. Humboldt Alexander von (1837-1838) Geognostische und physikalische Beobachtungen über die Vulkane des Hochlands von Quito. Poggendorffs Ann. Phys. Cham., 40 und 44.

41. Humboldt Alexander von (1853) Kleine Schriften. Geognostische und physikalische Erinnerungen. Stuttgart und Tübingen.

42. Jenks Williams F. (1956) Handbook of Southamerican Geology. An explanation of the Geologic Map of South America. An explanation of the Geologic Map of South America. Geol. Soc. Am. Mem. 65, New York.

43. Jenks Williams F. (1956) Perú en Jenks, William F., Handbook of Southamerican Geology.

44. Karsten H. (1873) Über Lavaströme des Tunguragua und Cotopaxi. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 25.

45. Kilian E. F. (1960) Brutkugeln von Mistkafern in Chile. Nat. und Volk, Senckenbg. Naturforsch. Ges. Frankfurt (Main).

46. Klautzsch Adolf (1893) Die Gesteine der ecuadorianischen Westkordillere von Río Hatuncama bis Kordillere Llangagua, en W. Reiss and A. Stübel: Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Petrographische Untersuchungen, Bd. Westkordillere, 1892-1898, Berlín.

47. Klautzsch Adolf (1898) Die Gesteine der ecuadorianischen Westkordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay, en W. Reiss and A. Stübel: Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Petrographische Untersuchungen, Bd. Westkordillere, 1892-1898, Berlín.

48. Kromelbein Karl (1961) Stratigraphische Probleme in den wichtigsten Erdöl – Aufschlussgebieten Brasiliens. Industrieverlag von Hernhausen K. G., Hamburg – Erdöl + Kohle, Nov. 1961

49. Kümmel Bernhard (1948) Geological reconnaissance of the Contanama region. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 59, pp. 1217-1266. New York.

50. Landes R. W. (1944) Geología de la región sudoccidental del Ecuador, Bol. ISAP, Vol. 1, N° 3.

51. Larrea Carlos Manuel (1960) El Archipiélago de Colón (Galápagos). Casa de la Cult. Ecuat., Quito.

52. Lawson A. C. (1885) Report on the Geology of the Lake of the Wood region. Canad. Geol. Surv. Ann. Rep. 1, pp. 23 etc. Ottawa 1885.

53. Lawson A. C. (1890) Note on the Pre-Paleozoic surface of the Archean terranes of Canada. Bull. Geol. Soc. Am. 1 pp. 163-173, New York.

54. Lawson A. C. (1934) The Eparchean peneplain. Bull. Geol. Soc. Am. 45 pp. 1059-1072, New York.

55. Lengerken H. von (1952) Zur Brutbiologie der Coprinen-Gattung Deltochilum (Coleopt). Wiss. Zeiitschr. d. Univ. Halle – Witt.

56. Lewis G. Edward (1956) Ecuador, Andean Geologic Province, en Jenks, William F., Handbook of Southamerican Geology

57. Liddle R. A. and Palmer K.V.W. (1941) The Geology and Paleontology of the Cuenca – Azogues – Biblián region etc. Bull. Am. Pal. Vol. 26, N° 100, Ithaca, New York.

57a. Mancheno Ed. (1950) Estudio Geológico de Chatam. Diss. Escuela Politécnica Nacional, Quito, 1950.

58. Marks Jay G. (1951) Miocene Stratigraphy and Paleontology of Southwestern Ecuador. Bull. Am. Pal., Vol. 33 N° 139.

59. Marks Jay G. (1956) Ecuador. Pacific Coast Geological Province, en Jenks, William F. Handbook of Southamerican Geology.

60. Marshall W. B. and Bowles E. A. (1932) New fossil Fresh-water Molluscs from Ecuador, Proc. U. S. Nat. Mus., Vol. LXXXII N° 2946, art. 5, Washington.

61. Martínez Augusto N. (1902) El Pichincha. Estudios históricos geológicos y topográficos. Anal. Univ. Centr. t. XVI, Nos. 118, 119, t. XVII, Nos. 120-125, t. XVIII, Nos. 126-129, Quito.

62. Martínez Augusto N. (1903-1905) El Tungurahua. Contribuciones para su conocimiento geológico. Anal. Univ. Centr. t. XIX, Nos. 132, 132, Quito.

63. Martínez Augusto N. (1929-1933) Contribuciones para el conocimiento geológico de la región volcánica del Ecuador. Anal. Univ. Centr. t. XLIII, Nos. 269-270, t. XLIV, Nos. 271, t. XLV, Nos. 273-275, t. XLVII, Nos. 277-278, t. XLIX, Nos. 281-284 Quito.

64. Martínez Nicolás A. (1938) Exploraciones en los Andes ecuatorianos. El Tungurahua. Publ. del Observatorio de Quito, secc. Geofis. Impr. Nac., Quito.

64a. Menard H. W. (1964) Marine Geology of the Pacific. McGraw Hill Book Co. New York – London.

65. Meyer Hans (1907) In den Hochanden von Ecuador etc., Berlin. Traducido al castellano por Jonás Guerrero 1938-1939, Anal. Univ. Centr. ts. LX, LXI, LXII, Quito.

66. Moore E. L. (1944) Resumen de una charla sobre la Geología de la Península de Santa Elena. ISAP.

67. Mosquera C. F. (1949) Viaje de reconocimiento y estudio por el Río Santiago (Prov. Esmeraldas). Bol. Inf. Cient. Nac. Vol. II., Nos. 18 – 19, Quito.

68. Mosquera C. F. (1950a) Viaje de reconocimiento y estudio por el Río Mira, San Juan, etc. Bol. Inf. Cient. Nac., Vol. III Nos. 26-27, Quito.

69. Mosquera C. F. (1950b) Los yacimientos carboníferos de la provincia del Cañar. Bol. Inf. Cient. Nac., Vol. III, No. 35, Quito.

69a. Niggli P. (1965) Versuch einer natürlichem Klassifikation der im weiterem Sine magmatischen Erzlagerstaten. Wilhelm Knapp, Halle, (p. 61).

70. Nygren W. E. (1950) Bolivar Geosyncline of Northwestern South America. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 34, No. 10.

71. Observatorio Astronómico de Quito (1959) Breve historia de los principales terremotos en la República del Ecuador 1534-1958. Director (Observatorio) Eduardo Mena. Minist. Educ. Publi., Quito.

72. Oliveira Avelino Ignacio de (1956) Brazil, en Jenks William F., Handbook of Southamerican Geology.

73. Olsson A. A. (1942) Tertiary deposits of Northwestern South America and Panamá. Proc. 8th. Am. Scienc. Congr., Washington, Vol. 4, pp. 231-287.

74. Olsson A. A. (1956) Colombia, Jenks William F., Handbook of Southamerican Geology. Geol. Soc. Am.

75. Oppenheim Victor (1943) Geología de la Sierra de Cutucú. Frontera Ecuador-Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, Vol. 14-15. Lima.

76. Paz y Miño L. T. (1931) La exploración del Reventador. Publ. Minist. Educ. Publ. Quito.

77. Paz y Miño L. T. (1944) El Reventador en nueva actividad, Gac. Munic. a. 29, No. 108, Quito.

78. Pérez B. E. (1949) Estudio de la región de Saloya. Diss. Esc. Polit. Nac., Quito.

79. Putzer Hannfried (1954) Tektonik und Diabas – Vulkanismus im südlichen Santa Catarina (Brasilien). 19 Congr. geol. Internat., Alger, C. R. XV, pp. 181-205.

80. Rein Gerhard (1961) Die quantitative mineralogische Analyse des Malsburger Granitplutons und ihre Anwendung auf Intrusionsform und DIfferentiationsverlauf. Jahresh. Geol. Landesamt Baden – Württemberg No. 5.

81. Reiss W. (1883) Über eine fossile Saugetierfauna von Punín bei Riobamba in Ecuador. I. Die geologischen Verhaltnisse der Fundstellen fossiler Saugetier-Knochen in Ecuador. Pal. Abh. Bd. 1, Heft 2. Berlín. Traducido al castellano por W. Goldbaum, Anal. Univ. Centr. t. LX, N° 304, 1938, Quito.

82. Reiss W. (1901-1904) Ecuador 1870-1874. Petrographische Untersuchungen. Berlin. Véase también: Elich E. (1901), Tannhauser F. (1904), Wolff F. von (1904).

83. Reiss W. (1921) Reisebriefe aus Südamerka, bearbeitet von K. H. Dietzel, Leipzig, traducido al castellano por A. N. Martínez 1929, Anal. Univer. Centr., t. XLIII, No. 270, Quito.

84. Reiss W. und Stübel A. (1892-1898) Das Hochgebirge der Republik Ecuador. Petrographische Untersuchungen I. Westkordillere. Véase también: Belowsky M.; Herz R.; Elich E.; Klautzsch A.

85. Reiss W. und Stübel A. (1896-1902) Das Hochgebirge der Republik Ecuador. Petrographische Untersuchungen I. Ostkordillere. Véase también: Esch E.; y Young A., Berlin.

86. Riofrío A. J. (1950) Geología de la Península de Santa Elena. Diss. Escuela Pol. Nac. Quito.

87. Rosenbusch H. (1898) Elemente der Gesteinslehre., Stuttgart, p. 292.

88. Ruess G. L. and Grossmann J. (1951) Informe preliminar sobre los carbones de Azogues – Biblián. Bol. Inf. Cient. Nac. Vol. III, Nos. 36 y 37, Quito.

89. Salazar S., Pedro B. (1949) Estudio geológico de la zona Cotequilla – Providencia entre los ríos Monjas y Guayllabamba. Diss. Escuela. Politéc. Nac., Quito.

90. Salazar S., Pedro B. (1959) Esqueleto tectónico ecuatoriano, Publ. Observ. Astr., Minist. Educ. Publ., Quito.

91. Salisch E. (1949) Estudio geológico de la zona entre las Haciendas La Providencia y Vindobona (Río Guayllabamba). Diss. Escuela Polítéctnica. Nac., Quito.

92. Sauer Walther (1938a) Informe sobre los estudios geológicos en las provincias australes del Ecuador. Anal. Univ. Centr. t. LXI N° 305, Quito.

93. Sauer Walther (1938b) Observaciones en la región del terremoto del Valle de los Chillos (9 de agosto de 1948). Publ. Observ. Astr. y Meteorl., Quito.

94. Sauer Walther y Estrada A. (1940) Levantamiento geológico de la región de Quito. Hoja 40 del Mapa topográfico del Ecuador, escala 1:25000. Serv. Geogr. Militar. Quito.

95. Sauer Walther (1943) Memoria explicativa del Mapa geológico de Quito. Anal. Univ. Centr. t. LXXI Nos 319-323, Quito.

96. Sauer Walther (1946) La investigación geológica de la región del Castegón (Baños). A.E.I. (Asociación Esc. De Ing.) año IV, Nos. 6 y7. Impr. Univ. Centr., Quito.

97. Sauer Walther (1945) Informe sobre los yacimientos de Caliza, Toba calcárea, Carbón, Arcilla y Yeso de las Provincias de Cañar y Azuay. Caja de Pensiones, Quito.

98. Sauer Walther (1949) Contribuciones para el conocimiento del Cuaternario en el Ecuador. Anal. Univ. Centr. t. LXXVII, N° 328. Sep. 1950, Quito.

99. Sauer Walther (1950) Mapa Geológico del Ecuador (en colores) escala 1:1500000. Ed. Univ. Centr. Y Minist. Econom., Impr. Instituto Artístico Orell – Fuessli, Zürich, Suiza.

100. Sauer Walther (1955a) Coprinisphaera ecuadoriensis. Un fósil singular del Pleistoceno. Bol. Inst. Cienc. Nat. Univ. Centr., año I N° 2, Quito.

101. Sauer Walther (1955b) Los terremotos de la provincia de Imbabura 1955. Bol. Inf. Cient. Nac. N° 71, Ed. Casa Cult. Ecuat., Quito.

102. Sauer Walther (1956) Coprinisphaera ecuadoriensis (bola de Cangagua) y las esferas elaboradas actualmente por escarabajos de la familia Scarabaeidae. Bol. Inf. Cient. Nac. N° 85, Ed. Casa Cult. Ecuat., Quito.

103. Sauer Walther (1957) El Mapa Geológico del Ecuador. Memoria explicativa. Ed. Univ. Centr., Quito.

104. Sauer Walther (1958) El Cerro Hermoso de los Llanganates en el Ecuador. Bol. Inf. Cient. Nac. N° 85 Ed. Casa. Cult. Ecuat., Quito.

105. Sauer Walther (1959) Merkwürdige Kugeln in Tuggen Ecuadors und ihre Deutung. Nat. und Volk, Senckbg. Natf, Ges., Frankfurt (Main).

106. Sauer Walther (1960) Alejandro de Humboldt en el Ecuador. Bol. Inf. Cient. Nac. N° 90, Ed. Casa Cult. Ecuato., Quito.

107. Sauer Walther (1960) Auf den Spuren Alexander von Humboldt's am Chimborazo. Nat. und Volk, Senckbg. Natf, Ges., Frankfurt (Main).

108. Semanate A. D. O. P. (1944) Notas geológicas de Baños y sus alrededores. Flora, Vol. V. Nos. 13-14, Quito.

109. Semanate A. D. O. P. (1951) Baños y sus alrededores. Historia geológica del Tungurahua y del Pastaza. Bol. Inf. Cient. Nac., Vol. V, N° 51, Quito.

110. Semanate A. D. O. P. (1952) Geología de la Hoya de Yambo. Bol. Inf. Cient. Nac., Vol. V, N° 51, Quito.

111. Semanate A. D. O. P. (1954) Las rocas de metamorfismo o esquistos cristalinos de la Cordillera Oriental de la orilla izquierda del Pastaza, en: Los surcos de la Ciencia Ed. Astr. Minist. Educ. Publi., Quito.

112. Serrano Claudio Molina (1959) Mapa Sísmico y Tectónico del Ecuador, Publ. Obs. Astr. Minist. Educ. Publi., Quito.

113. Sheppard G. (1934) Geology of the interandine Basin of Cuenca, Ecuador. Geol. Mag. t. LXXI, N° 842. Versión castellana por Virgilio Salazar Orrego, Cuenca, 1935.

114. Sheppard G. (1937) The Geology of Southwestern Ecuador.

115. Sinclair Joseph H. and Berkey Charles P. (1937) Cherts and igneous rocks of the Santa Elena Oilfield, Ecuador. Tr. Am. Inst. Min. Met. Eng., Vol. 69. Traducido al castellano por Jonás Guerrero (1937), Bol. Mens. Minist. Obr. Publ., año II, t. II, Nos. 18, 19, 20.

116. Sinclair Joseph H. and Berkey Charles P. (1924) Geology of Guayaquil, Ecuador, South America. Am. Journ. Sci., 5th ser., Vol. 7, N° 42. Traducido al castellano por Jonás Guerrero (1937), Bol. Mens. Minist. Obr. Publ., año II, t. II, Nos. 18, 19, 20.

117. Singewald J. T. (1927) Pongo de Manseriche. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 30, pp. 447-464.

118. Sodiro P. L (1877) Relación sobre la erupción del Cotopaxi acaecida el día 26 de junio de 1877, Quito.

119. Stainforth R. M. (1948) Applied Micropaleontology in Coastal Ecuador. Journ. Pal., Vol. 22, N° 2.

120. Steinmann G. (1929) Geologie von Perú. Heidelberg, Karl Winter.

121. Stille Hans (1924) Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin.

122. Stille Hans (1940) Einführung in den Bau Amerikas, Berlin.

123. Stille Hans (1950) Der subsequente Magmatismus. Dt. Akad. Wiss. Math. nat. Kl. 1950, Abt. Geotektonik, 3. Berlin.

124. Stille Hans (1954) Unterschiebungs – Palingenese. 19. Congr. geol. Intern. Alger, C. R. XV, pp. 127 – 137.

125. Stille Hans (1957) Atlantische und Pazifische Tektonik. Geol. Jahrb. 74, Hannover.

126. Stille Hans (1958) Einiges über die Weltozeane und ihre Umrahmungsräume. Geologier Heft 3 – 6, pp. 284-306.

127. Stille Hans (1958) Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. Beih. Geol. Jahrb. Heft 22, Hannover.

128. Stübel Alf. (1897) Die Vulkanberge Ecuadors. Leipzig.

129. Stuebi Cándido (1945) Contribuciones para el conocimiento geológico de la región Azuaya. Univ. Cuenca, Ecuador.

130. Tannhauser F. J. (1904) Die jüngeren Gesteine der ecuadorianischen Ostkordillere von der Cordillera de Píllaro bis zum Sangay, sowie die des Azuay und eines Teils der Cuenca-Mulde, en Reiss W. (1901-1904), Ecuador 1870-1874. Petrographische Untersuchungen. Berlin.

131. Thalmann H. E. (1943) Upper Cretaceous Limestones near San Juan, Prov. of Chimborazo (Western Andes), Ecuador. Abstr. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 54.

132. Thalmann H. E. (1944) Notas sobre estudios paleontológicos de las Formaciones cretáceas y terciarias en la región litoral del Ecuador. Bol. ISAP, Vol. 1 N° 3.

133. Thalmann H. E. (1945) Resumen de las investigaciones paleontológicas en el Ecuador. Bol. ISAP, Vol. 1 N° 3.

134. Thalmann H. E. (1946a) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. N° 30. Oklahoma.

135. Thalmann H. E. (1946b) Mitteilungen über Foraminiferen, V. Ecl. Geol. Helv., Vol. 39, N° 2 Basel.

136. Thalmann H. E. (1947) Oberoligozäne Foraminiferen – Fauna von Jaramijó (Ecuador). Mitteilungen über Foraminiferen, V. Ecl. Geol. Helv., Vol. VL, N° 2 Basel.

137. Tschopp H. J. (1945) Bosquejo de la Geología del Oriente Ecuatoriano. Bol. ISAP, Vol. 1, N° 5.

138. Tschopp H. J. (1948) Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol Ing., Vol. 15, N° 48, Basel.

139. Tschopp H. J. (1953) Oil exploration in the Oriente of Ecuador. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 37, N° 2 Oklahoma.

140. Tschopp H. J. (1956) Upper Amazon – Basin geological province, en Jenks William F. Handbook of Southamerican Geology. Geol. Soc. Am.

141. Vaughan T. W. (1937) Tertiary larger foraminifera of Ecuador, en Sheppard G. The Geology of Southwestern Ecuador.

142 Villavicencio M (1858) Geografía de la República del Ecuador, New York.

143. Wasson Th. and Sinclair J. H. (1927) Geological explorations East of the Andes in Ecuador. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Vol. II, N° 12. Traducido al castellano por Jonás Guerrero (1937), Bol. Mens, Minist. Obr. Publ., año II, t. II, Nos. 18, 19, 20, Quito.

144. Weeks I. G. (1947) Paleogeography of South America. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 31, N° 7. Oklhoma.

145. Whymper E. (1892) Travels amongst the Great Andes of Ecuador. Supplementary Appendix, 1891, London (Murray).

146. Wolf Teodoro (1878) Memoria sobre el Cotopaxi y su última erupción. Guayaquil.

147. Wolf Teodoro (1879) Viajes científicos por la República del Ecuador (Loja, Azuay, Esmeraldas). Guayaquil.

148. Wolf Teodoro (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Leipzig. Brockhaus.

149. Wolff F. von (1904a) Die alteren Gesteine der ecuadorianischen Ostkordillere, sowie die des Azuay und eines Teils der Cuenca-Mulde, en Reiss W. (1901-1904), Ecuador 1870-1874. Petrographische Untersuchungen. Berlin.

150. Wolff F. von (1904b) Über das Alter der kristallinen Ostkordillere in Ecuador. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56, Monatsber.

151. Wolff F. von (1914) Der Vulkanismus, Stuttgart

152. Wurm A. (1940) Zur Geologie von Ecuador. N. Jahrb. Min. Geol. Pal., Beil. Bd. 83, Abt. b.

153. Yantis L. (1937) Informe sobre los depósitos de carbón de piedra de Biblián. Bol. Mens., Minist. Obr. Publ., t. II, Nos. 16 y 17, Quito.

154. Young A. (1902) Die Gesteine der ecuadorianischen Ostkordillere: Der Cotopaxi und die umbgebeden Vulkanberge Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua und Quilindaña, en Reiss W. und Stübel A. (1892-1898), II. Ostkordillere. Berlin.

155. Zwich Ben F. (1954) El petróleo en el Ecuador. Ecuador Petrolero, Vol. 1, N° 1.

Mapas geológicos y geográficos

156. Levantamiento geológico de los alrededores de Quito, Escala 1:25000. Por el Dr. Walther Sauer y Abelardo Estrada. Servicio Geográfico Militar. 1939-1940, Quito, Ecuador.

157. Mapa Geológico del Ecuador, Escala 1:500000. Por el Dr. Walther Sauer. Ed. Univ. Centr. En colab. con el Minist. de Economía. Dir. Gen. de Minas. 1950, Quito. Impr. Inst. Artist. Orell-Fuessli. Zürich, Suiza.

158. Mapa Geológico General de la República de Colombia, Escala 1:2000000. Servicio Geológico Nacional, Ministerio de Minas y Petróleos. 1994, Bogotá.

159. Mapa Geológico del Perú, Escala 1:2000000. Por Eleodoro Bellido B., Sigfredo Narváez L. y Frank S. Simons. Preparado bajo la Dirección del Inst. Nac. de Investig. y Fomento Mineros y the U.S. Geol. Survey. Publ. Soc. Geol. Perú. 1956.

160. Mapa Geográfico de la República del Ecuador, Escala 1:500000. Compilado por el Instituto Geográfico Militar. 1956, Quito.

Abreviaturas

Am. Jour. Science — American Journal of Science. U.S.A.

An. New York Acad. Scienc. — Anales of the New York Academy of Sciences

Anal. Univ. Centr. — Anales de la Universidad Central, Quito

Bol. Inf. Cient. Nac. — Boletín de Informaciones Científicas Nacionales de la Casa de la Cultura Ecuatoriana, Quito

Bol. Inst. Cien. Nac. Univer. Centr. — Boletín del Instituto de Ciencias Naturales de la Universidad Central del Ecuador, Quito

Bol. ISAP — Boletín del Instituto Sudamericano del Petróleo, Sección Nacional Ecuatoriana, Montevideo

Bol. mens. Minist. Obr. Públ. — Boletín mensual del Ministerio de Obras Públicas, Quito

Bol. Soc. Geol. Perú — Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima

Bol. Técn. Empr. Petrol. Fisc. — Boletín Técnico de la Empresa Petrolera Fiscal, Lima

Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. — Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma

Bull. Am. Pal. — Bulletin of American Paleontology, Ithaca, New York

Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing. — Bulletin der Vereinigung Schweizer Petroleum – Geologen und Ingenieure, Basel

Canad. Geol. Surv. Ann. Rep. — Canadian geological Survey annual report

Congr. Geol. intern. Alger, C.R. — Congrès géologique international Alger, Compte rendu

Dt. Akad. Wiss. Math — Nat. Kl. — Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Mathematisch – Naturwissenschaftliche Klasse, Berlin

Ecl. Geol. Helv. — Eclogae Geologicae Helvetiae, Basel

Ed. Univ. Centr. y Minist. Ecnom. Impr. Inst. Art. Orell. — Fuessli – Edición de la Universidad Central y del Ministerio de Economía, Quito. Impresión del Instituto Artístico Orell – Fuessli, Zürich

Flora — Flora, Órgano oficial del Instituto Ecuatoriano de Ciencias Naturales, Quito.

Gac. Munic. a. —Gaceta Municipal, año

Geologie — Zeitschrift für das Gesamtgebiet der Geologie und Mineralogie, sowie der angewandten Geophysik, Akademie – Verlag, Berlin

Geol. Jahrb. — Geologisches Jahrbuch, Hannover

Geol. Soc. Am. Mem. — Geological Society of America, Memoir, New York

Journ. Pal. — Journal of Paleontology

Mem. Soc. Geol. France — Mémoire de la Société Géologique de France, Paris

Minist. Fom. Obr. Públ. — Ministerio de Fomento y Obras Públicas, Lima

Mus. f. Landerkunde — Museum für Landerkunde, Leipzig

Nat. Geogr. Mag. — National Geographic Magazine, Washington

Nat. u. Volk Senckbg. Natf. Ges. — Natur und Volk, Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M.

N. Jahrb. Min. Geol. Pal. — Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie

Poggendorffs Ann. Phys. Chem. — Poggendorffs Annalen für Physik und Chemie

Proc. U.S. Nat. Mus. — Proceedings of U.S. National Museum

Proc. 8th. Am. Scienc. Congr. — Proceedings of the 8th American Sciences Congress

Publ. Minist. Ed. Públ. — Publicación del Ministerio de Educación Pública, Quito

Publ. Obs. Astron. — Publicación del Observatorio Astronómico, Quito

Q.J.G.S. — Quarterly Journal of the Geological Society of Great Britain, London

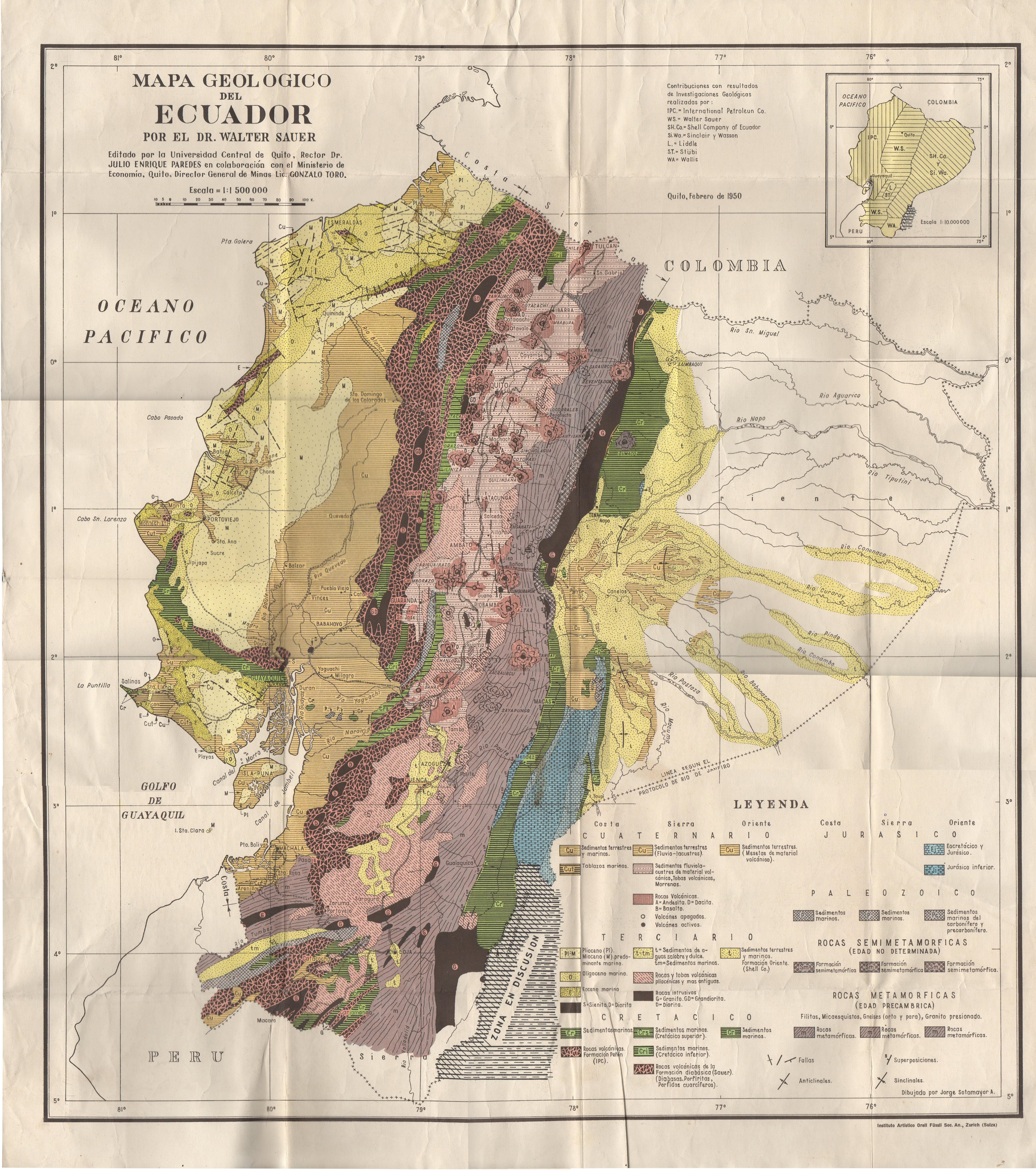
Serv. Geogr. Mil. —Servicio Geográfico Militar, Quito

Sitzungsbericht Niederrh. Ges. Nat. u. Heilkunde zu Bonn — Sitzungsbericht der Niederrheinischen Gesellschaft für Natur und Heilkunde zu Bonn

Wiss. Zeitscher d. Univ. Halle—Witt — Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Halle-Wittenberg

Zeitschr. Deutsch Geol. Ges. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Hannover

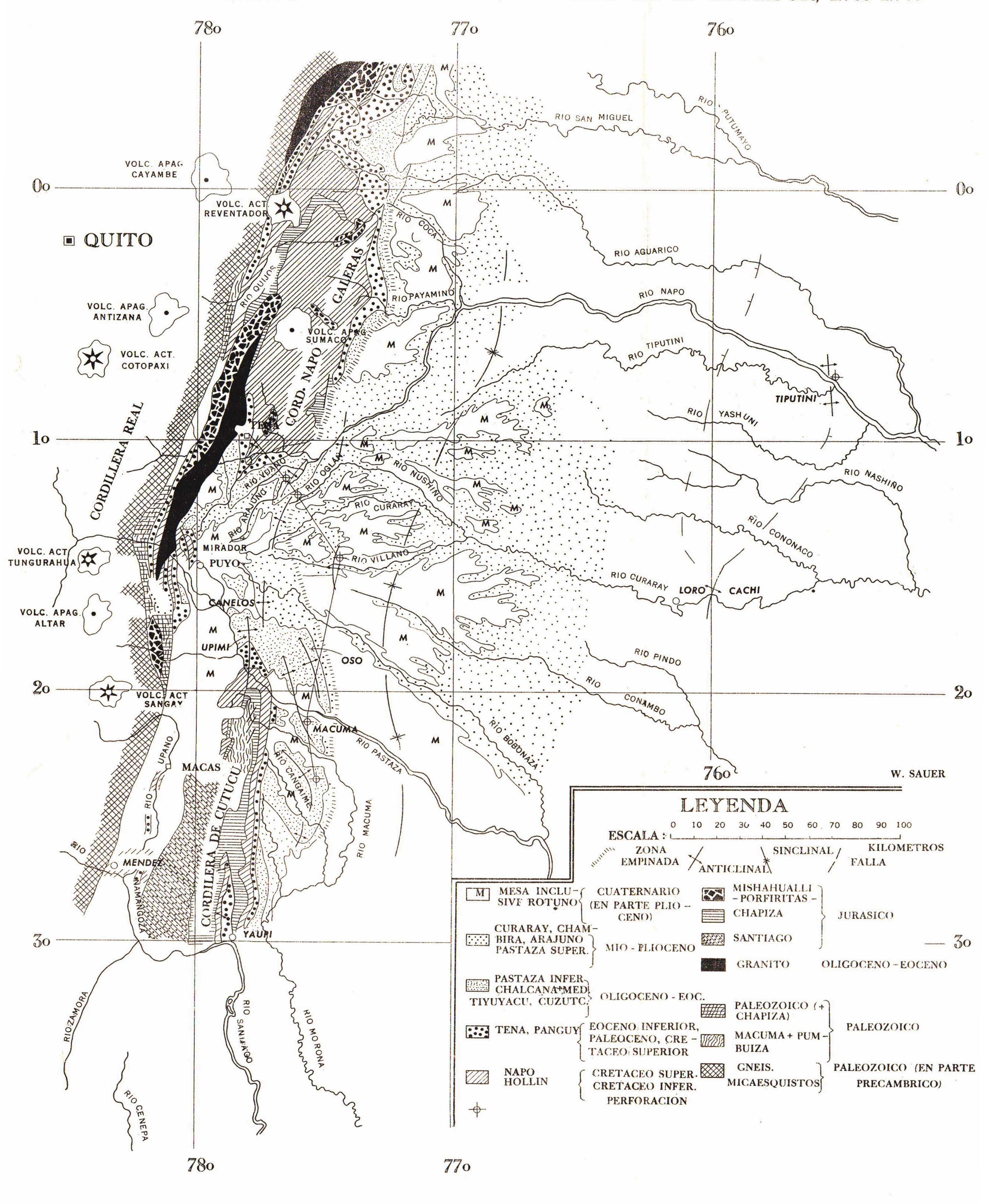
Se terminó la impresión de esta Obra el día 25 de octubre de 1965, siendo Director de la Sección de Publicaciones del Ministerio de Educación el señor Lic. Gustavo Páez y Director de los Talleres Gráficos el Sr. Lauro Torres.



MAPA GEOLOGICO
DEL
ECUADOR
POR EL DR. WALTER SAUER
Editado por la Universidad Central de Quito, Rector Dr. JULIO ENRIQUE PAREDES en colaboración con el Ministerio de Economía, Quito, Director General de Minas Lic. GONZALO TORO.
Escala = 1:1 500 000
Contribuciones con resultados de Investigaciones Geológicas realizadas por :
IPC.= International Petroleun Co.
WS.= Walter Sauer
SH.Co.= Shell Company of Ecuador
Si.Wa.= Sinclair y Wasson
L.= Liddle
ST.= Stübi
WA= Wallis
Quito, Febrero de 1950
OCEANO PACIFICO
COLOMBIA
PERU
GOLFO DE GUAYAQUIL
ZONA EN DISCUSION
LINEA SEGUN EL PROTOCOLO DE RIO DE JANEIRO
Escala 1:10.000000
LEYENDA
Costa
Sierra
Oriente
CUATERNARIO
Sedimentos terrestres y marinos.
Tablazos marinos.
Sedimentos terrestres (Fluvio-lacustres).
Sedimentos fluviolacustres de material volcánico, Tobas volcánicas, Morrenas.
Rocas Volcánicas. A= Andesita. D= Dacita. B= Basalto.
Volcánes apagados.
Volcánes activos.
Sedimentos terrestres. (Mesetas de material volcánico).
TERCIARIO
Plioceno (Pl). Mioceno (M). predominante marino.
Oligoceno marino.
Eoceno marino
S=Sienita. D= Diorita
t= Sedimentos de aguas salobre y dulce. tm= Sedimentos marinos.
Rocas y tobas volcánicas pliocénicas y mas antiguas.
Rocas intrusivas G= Granito. GD= Grandiorita. D= Diorita.
Sedimentos terrestres y marinos. Formación Oriente. (Shell Co.)
CRETACICO
Sedimentos marinos.
Rocas volcánicas. Formación Peñón (IPC).
Sedimentos marinos. (Cretácico superior).
Sedimentos marinos. (Cretácico inferior).
Rocas volcánicas de la Formación diabásica (Sauer). (Diabasas. Porfiritas, Porfidos cuarcíferos).
Sedimentos marinos.
JURASICO
Eocretácico y Jurásico.
Jurásico inferior.
PALEOZOICO
Sedimentos marinos.
Sedimentos marinos.
Sedimentos marinos del carbonífero y precarbonífero.
ROCAS SEMIMETAMORFICAS (EDAD NO DETERMINADA)
Formación semimetamórfica
Formación semimetamórfica
Formación semimetamórfica.
ROCAS METAMORFICAS (EDAD PRECAMBRICA)
Filitas, Micaesquistos, Gneises (orto y para), Granito presionado.
Rocas metamórficas.
Rocas metamórficas.
Rocas metamórficas.
Fallas
Superposiciones.
Anticlinales.
Sinclinales.
Dibujado por Jorge Sotomayor A.
Instituto Artístico Orell Füssli Soc. An., Zurich (Suiza)

EL ORIENTE ECUATORIANO, SEGUN H. J. TSCHOPP. 1.953

EN CUANTO EXPLORADO POR LA SHELL CO. OF ECUADOR, 1.938-1.950



CROQUIS N^{O} 2

AREAS DE PROPAGACION DE LOS PLEGAMIENTOS ASINTICOS

SEGUN H. STILLE: GEOL. JAHRBUCH, 1.958

ESCANDICO
LAURENTIA
FENNO SARMATIA
ANGARIA
SINIA
FILIPINIA
PRE- ATLANTICO BOREAL
GONDWANA
PRE-PACIFICO
PRE-PACIFICO
PRE-NORBRASILIA
PRE-SUR BRASILIA
PRE-PATAGONIA
PRE-ATLANTICO AUSTAL

IV
CONTINENTES PRIMITIVOS

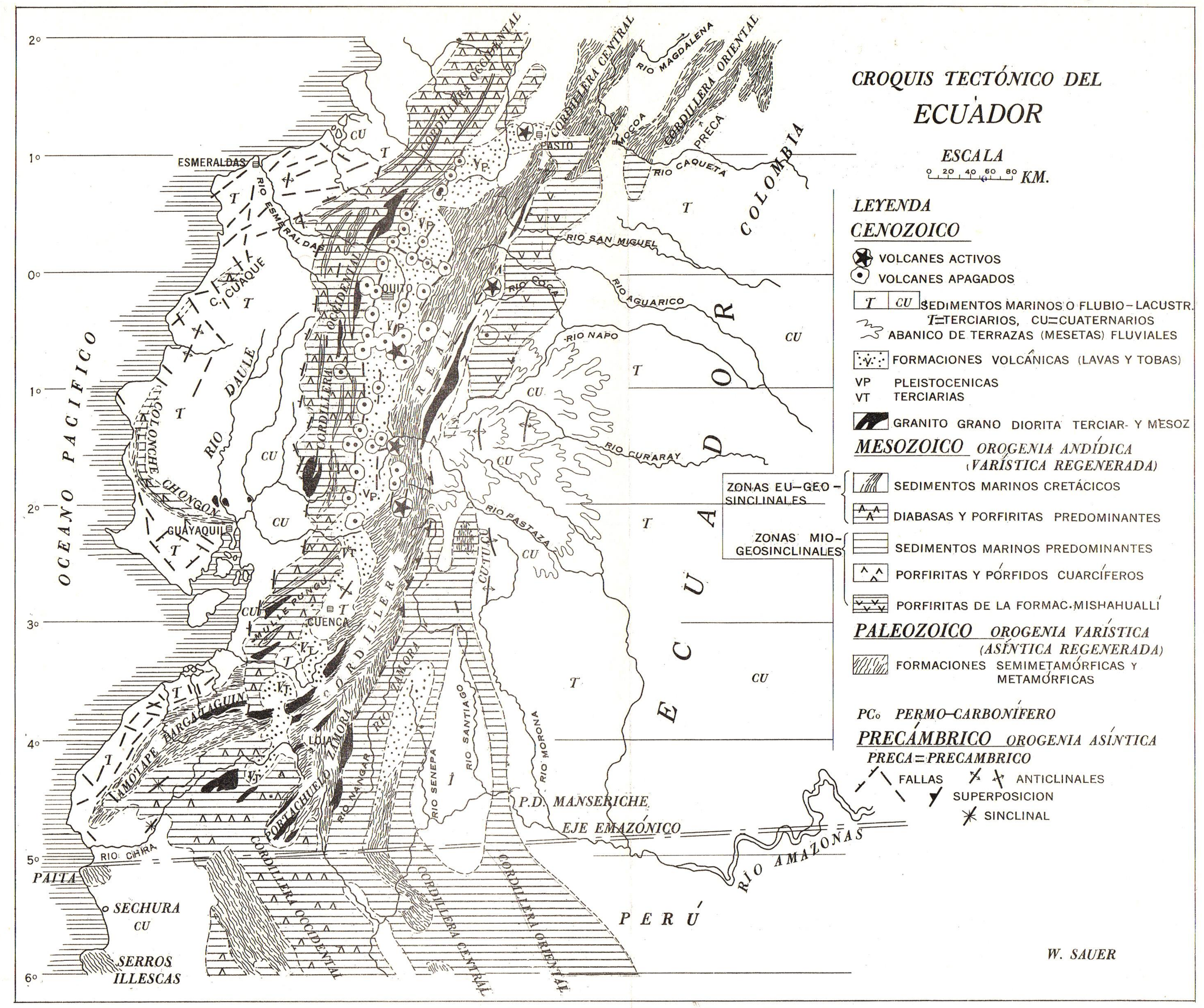
III
AREAS A DISPOSICION DE ERAS OROGENICAS POST- ASINTICAS: GEOSINCLINALES PRIMITIVAS

II
AREAS DE PLEGAMIENTO ASINTICO DE REGENERACION PAST- ASINTICA

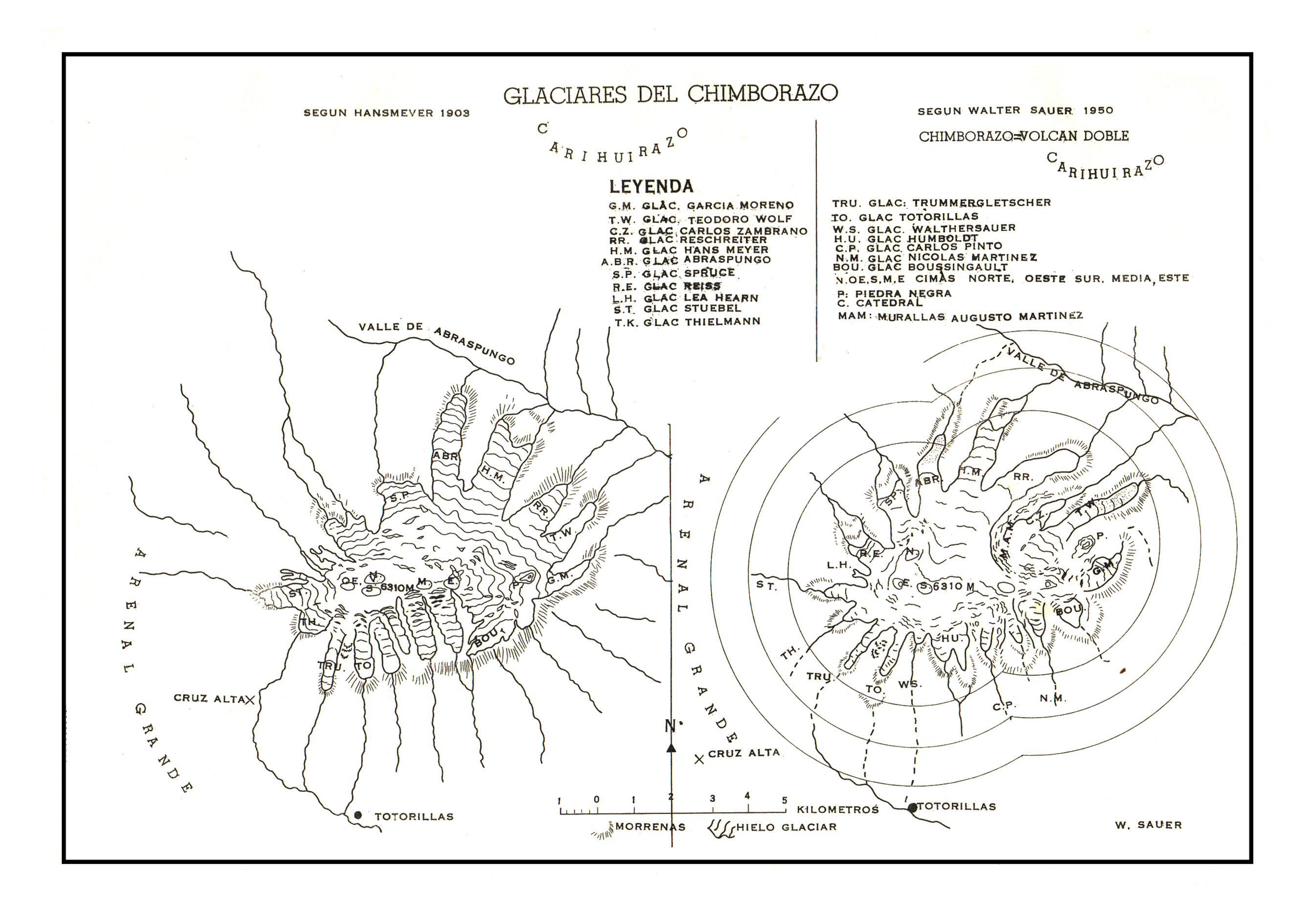
I
AREAS DE PLEGAMIENTO ASINTICO SOLDADAS

I+II+III: CORRESPONDEN A LA REGENERACION FUNDAMENTAL ALGANKIANA
II III: AREAS PLEGADAS EN LA ERA ASINTICA

W. SAUER

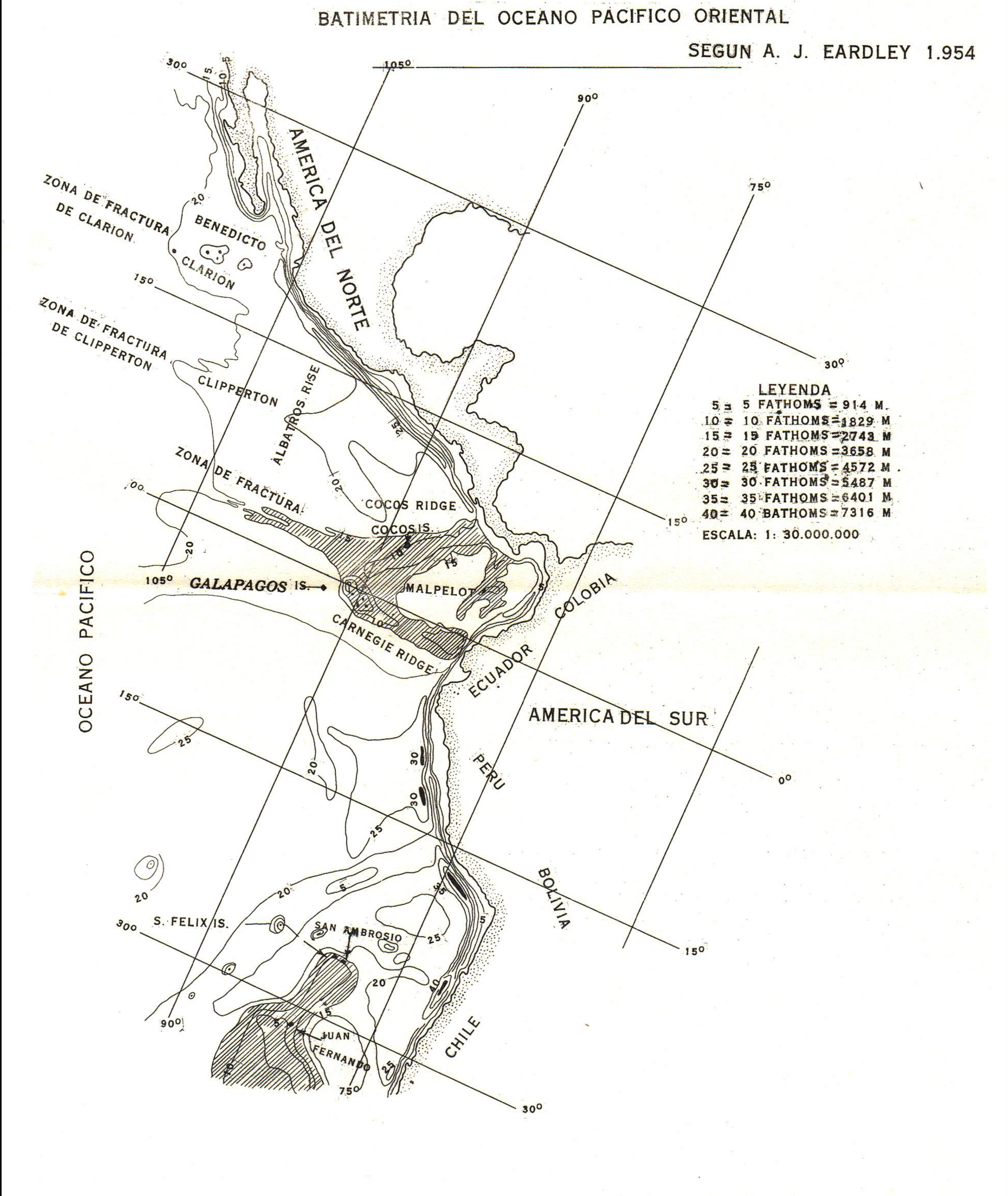


CROQUIS TECTÓNICO DEL
ECUADOR
ESCALA
0 20 40 60 80 KM.
LEYENDA
CENOZOICO
VOLCANES ACTIVOS
VOLCANES APAGADOS
T CU SEDIMENTOS MARINOS O FLUBIO-LACUSTR.
T=TERCIARIOS, CU=CUATERNARIOS
ABANICO DE TERRAZAS (MESETAS) FLUVIALES
FORMACIONES VOLCÁNICAS (LAVAS Y TOBAS)
VP PLEISTOCENICAS
VT TERCIARIAS
GRANITO GRANO DIORITA TERCIAR- Y MESOZ
MESOZOICO OROGENIA ANDÍDICA
(VARÍSTICA REGENERADA)
ZONAS EU-GEO-SINCLINALES
SEDIMENTOS MARINOS CRETÁCICOS
DIABASAS Y PORFIRITAS PREDOMINANTES
ZONAS MIO-GEOSINCLINALES
SEDIMENTOS MARINOS PREDOMINANTES
PORFIRITAS Y PÓRFIDOS CUARCÍFEROS
PORFIRITAS DE LA FORMAC-MISHAHUALLÍ
PALEOZOICO OROGENIA VARÍSTICA
(ASÍNTICA REGENERADA)
FORMACIONES SEMIMETAMÓRFICAS Y METAMÓRFICAS
PCo PERMO-CARBONÍFERO
PRECÁMBRICO OROGENIA ASÍNTICA
PRECA=PRECAMBRICO
FALLAS
ANTICLINALES
SUPERPOSICION
SINCLINAL
OCEANO PACIFICO
COLOMBIA
ECUADOR
PERÚ
ESMERALDAS
QUITO
PASTO
MOCOA
GUAYAQUIL
CUENCA
LOJA
PAITA
SECHURA
SERROS ILLESCAS
CORDILLERA OCCIDENTAL
CORDILLERA CENTRAL
CORDILLERA ORIENTAL
CORDILLERA REAL
RIO MAGDALENA
RIO CAQUETA
RIO SAN MIGUEL
RIO AGUARICO
RIO COCA
RIO NAPO
RIO CURARAY
RIO PASTAZA
RIO SANTIAGO
RIO MORONA
RIO SENEPA
RIO NANGAR
RIO ZAMORA
RIO AMAZONAS
RIO CHIRA
RIO ESMERALDAS
RIO DAULE
CHONGON
COLONCHE
CUTUCU
P.D. MANSERICHE
EJE EMAZÓNICO
W. SAUER



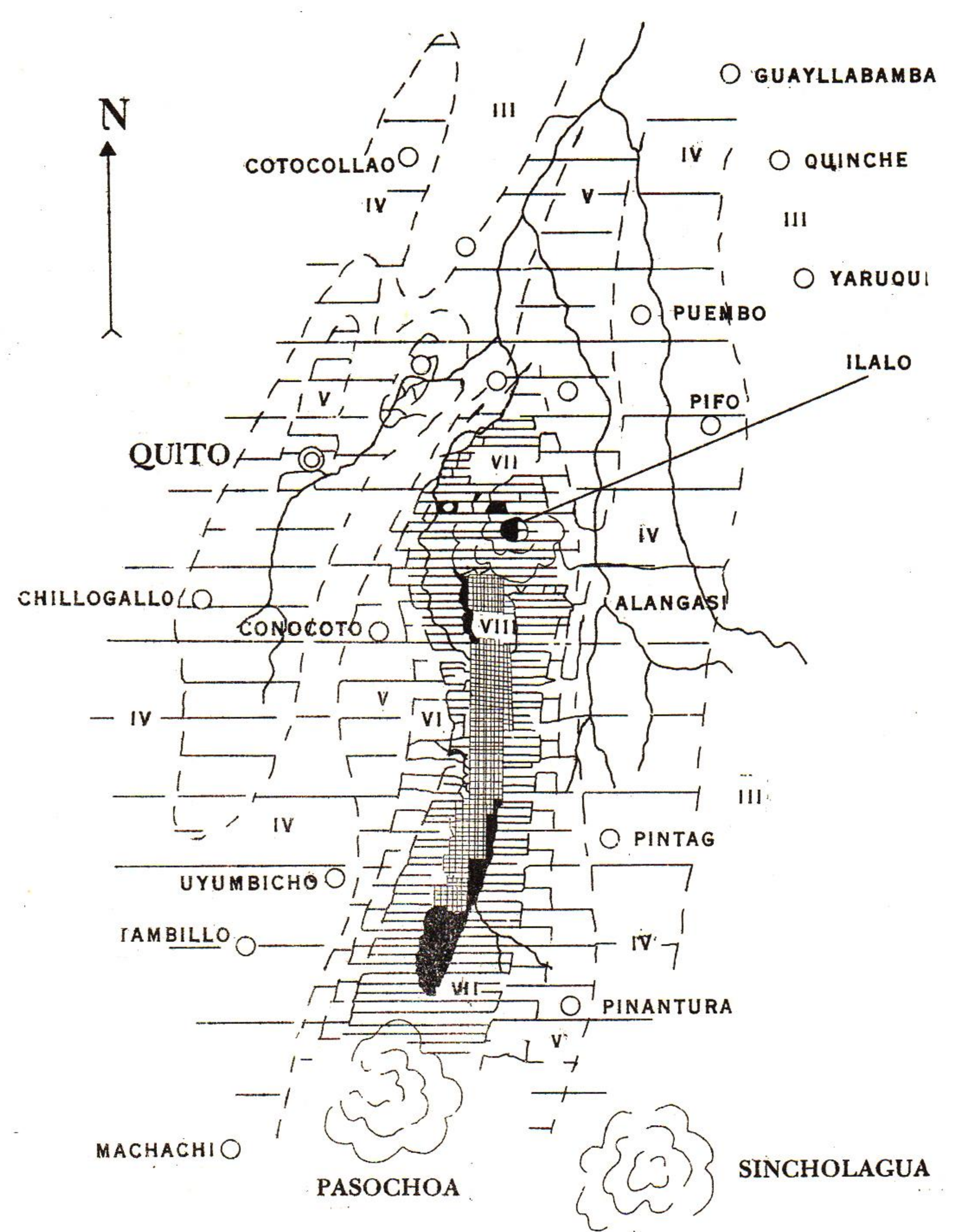
GLACIARES DEL CHIMBORAZO
SEGUN HANSMEVER 1903
SEGUN WALTER SAUER 1950
CHIMBORAZO=VOLCAN DOBLE
CARIHUIRAZO
LEYENDA
G.M. GLAC. GARCIA MORENO
T.W. GLAC. TEODORO WOLF
C.Z. GLAC CARLOS ZAMBRANO
RR. GLAC RESCHREITER
H.M. GLAC HANS MEYER
A.B.R. GLAC ABRASPUNGO
S.P. GLAC. SPRUCE
R.E. GLAC REISS
L.H. GLAC LEA HEARN
S.T. GLAC STUEBEL
T.K. GLAC THIELMANN
TRU. GLAC: TRUMMERGLETSCHER
TO. GLAC TOTORILLAS
W.S. GLAC. WALTHERSAUER
H.U. GLAC HUMBOLDT
C.P. GLAC. CARLOS PINTO
N.M. GLAC NICOLAS MARTINEZ
BOU. GLAC BOUSSINGAULT
N.OE.S.M.E CIMAS NORTE, OESTE SUR, MEDIA, ESTE
P: PIEDRA NEGRA
C. CATEDRAL
MAM: MURALLAS AUGUSTO MARTINEZ
VALLE DE ABRASPUNGO
ARENAL GRANDE
6310M
CRUZ ALTA
TOTORILLAS
N.
1 0 1 2 3 4 5 KILOMETROS
MORRENAS
HIELO GLACIAR
W. SAUER

CROQUIS Nº 5



BATIMETRIA DEL OCEANO PACIFICO ORIENTAL
SEGUN A. J. EARDLEY 1.954
AMERICA DEL NORTE
ZONA DE FRACTURA DE CLARION
BENEDICTO
CLARION
ZONA DE FRACTURA DE CLIPPERTON
CLIPPERTON
ALBATROS RISE
ZONA DE FRACTURA
COCOS RIDGE
COCOS IS.
GALAPAGOS IS.
MALPELO
CARNEGIE RIDGE
OCEANO PACIFICO
COLOBIA
ECUADOR
AMERICA DEL SUR
PERU
BOLIVIA
CHILE
S. FELIX IS.
SAN AMBROSIO
JUAN FERNANDO
LEYENDA
5 = 5 FATHOMS = 914 M.
10 = 10 FATHOMS = 1829 M
15 = 15 FATHOMS = 2743 M
20 = 20 FATHOMS = 3658 M
25 = 25 FATHOMS = 4572 M.
30 = 30 FATHOMS = 5487 M
35 = 35 FATHOMS = 6401 M
40 = 40 BATHOMS = 7316 M
ESCALA: 1: 30.000.000

CROQUIS No. 6



ESQUEMA DE ISOSISTAS DEL TERREMOTO DEL VALLE DE LOS CHILLOS, AGOSTO 9 DE 1.938

INTENSIDADES DE VIII - III (SIEBERG)

ESCALA 1:450.000

W. SAUER

CORTE ESQUEMATIZADO DE LA REGION SUBANDINA DEL ORIENTE DE N A S
ENTRE EL EXTREMO AUSTRAL DEL ABOVEDAMIENTO NAPO GALERAS Y LAS ELEVACIONES
SEPTENTRIONALES DE LA SIERRA DE CUTUCU MOSTRANDO
LA CUENCA DEPOSITARIA DEL JURASICO CRETACEO Y TERCIARIO

NNOE —

SSE N —

— S

ESCARPAMIENTO DE
LA CORD. REAL

RIO TENA
518 M.

RIO NAPO
463 M.

P. VUANO
480 M.

P. OGLAN
487 M.

RIO CURARAY

P. VILLANO
368 M.

RIO VILLANO

RIO BOBONAZA

RIO PASTAZA

P. MACUMUA
669 M.

RIO MACUMUA

P. CANGAIME
510 M.

M

CUATERNARIO M = MESA P = PERFORACION

NORTE SUR

PLIOCENO CHAMBIRA — USHPA

PLIOMIOCENO ARAJUNO — PASTAZA SUPERIOR

OLIGOCENO CHALCANA — PASTAZA INFERIOR Y MEDIO

EOCENO TIYUYACU (NORTE) — CUZUTCA

GRANITO

T PALEOCENO (EOCENO (?)) CRETACEO SUPERIOR ? } T = TENA

N H } CRETACEO, N — NAPO, H — HOLLIN (?)

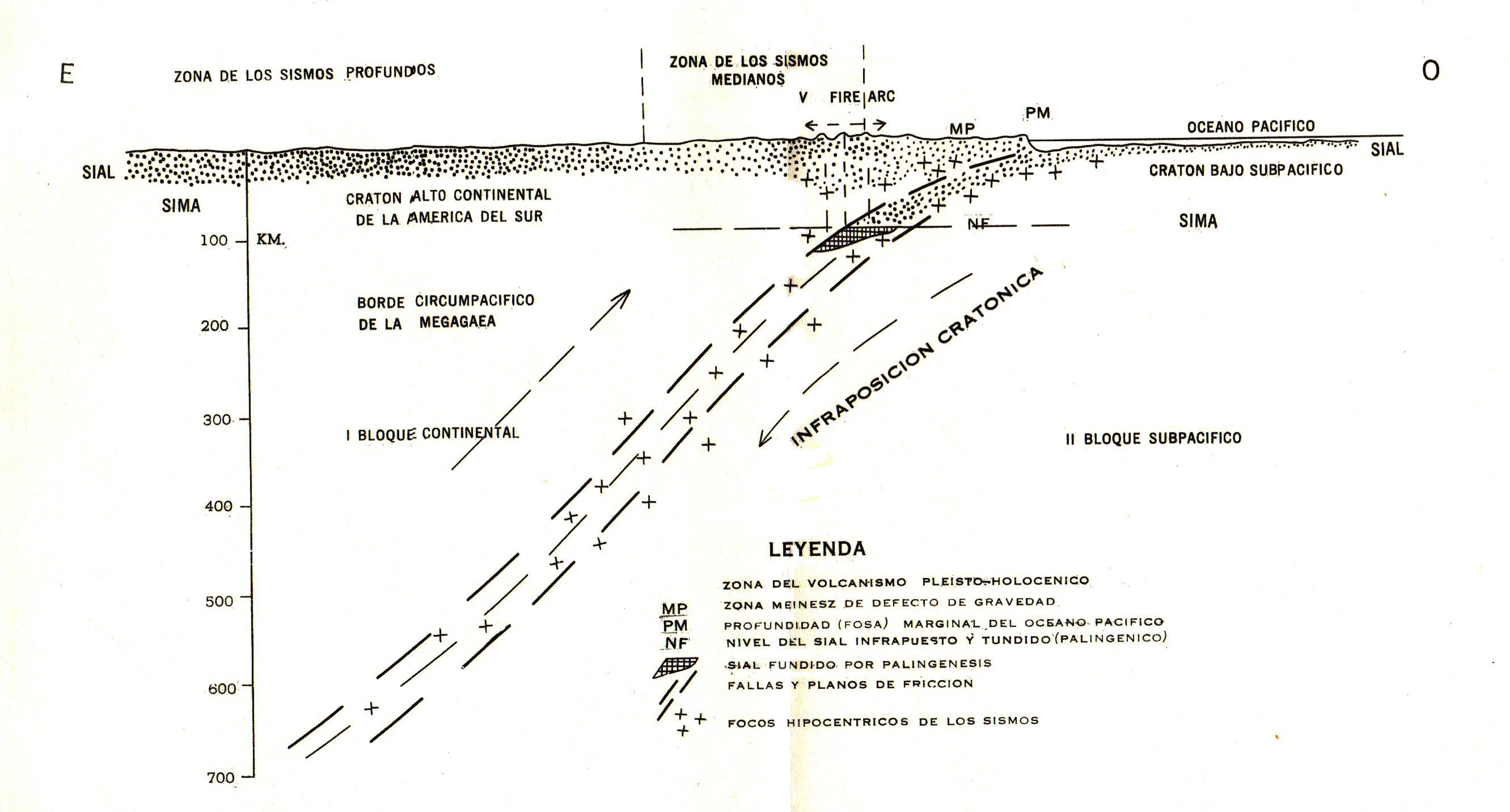
M

S MPS = SANTIAGO, JURASICO INFERIOR MP = MACUMUA, PUMBUIZA PALEOZOICO

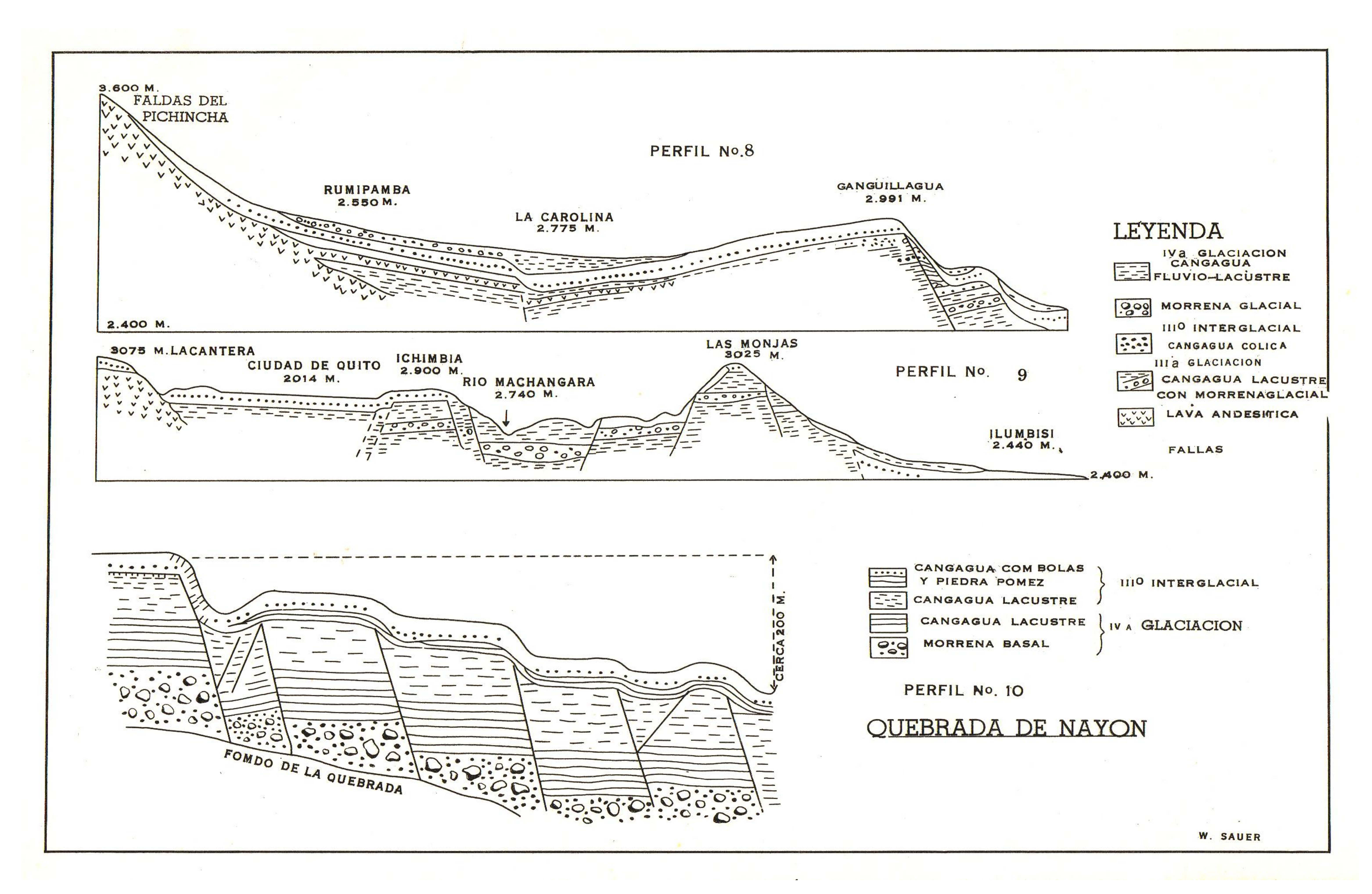
ESCALA HORIZONTAL 0 5 10 20 30 40 50 KILOMETROS APROXIMADAMENTE
ESCALA VERTICAL 0 1000 2000 3000 4000 5000 METROS APROXIMADAMENTE

SEGUN LOS DATOS DE H.J. TSCHOPP

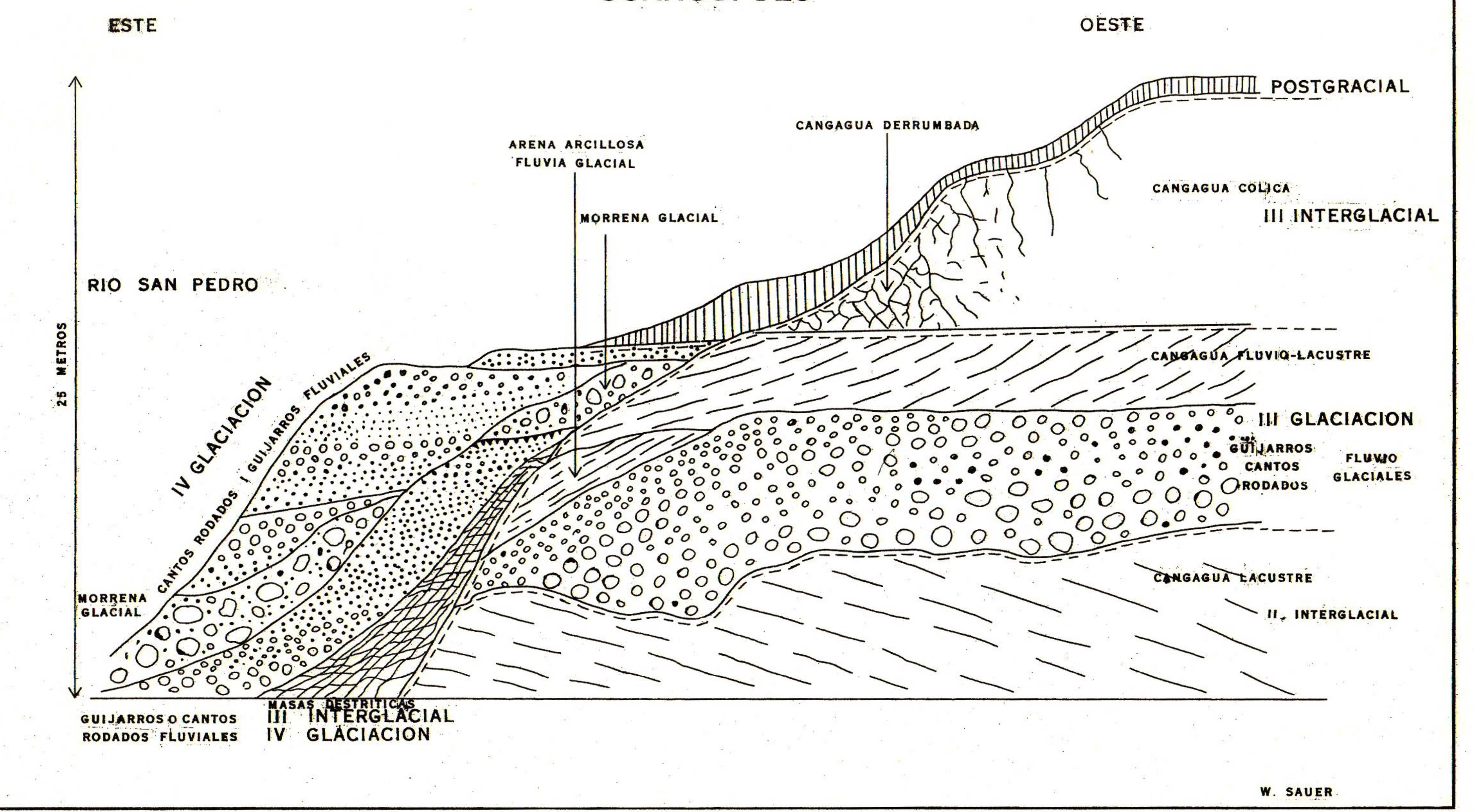
W. SAUER



PALINGENESIS DEL SIAL POR INFRAPOSICION CRATONICA (SEGUN H. STILLE)
E
ZONA DE LOS SISMOS PROFUNDOS
ZONA DE LOS SISMOS MEDIANOS
V FIRE ARC
MP
PM
OCEANO PACIFICO
O
SIAL
SIAL
SIMA
CRATON ALTO CONTINENTAL DE LA AMERICA DEL SUR
CRATON BAJO SUBPACIFICO
NF
SIMA
100
KM.
200
300
400
500
600
700
BORDE CIRCUMPACIFICO DE LA MEGAGAEA
I BLOQUE CONTINENTAL
INFRAPOSICION CRATONICA
II BLOQUE SUBPACIFICO
LEYENDA
ZONA DEL VOLCANISMO PLEISTO-HOLOCENICO
MP ZONA MEINESZ DE DEFECTO DE GRAVEDAD
PM PROFUNDIDAD (FOSA) MARGINAL DEL OCEANO PACIFICO
NF NIVEL DEL SIAL INFRAPUESTO Y TUNDIDO (PALINGENICO)
SIAL FUNDIDO POR PALINGENESIS
FALLAS Y PLANOS DE FRICCION
FOCOS HIPOCENTRICOS DE LOS SISMOS



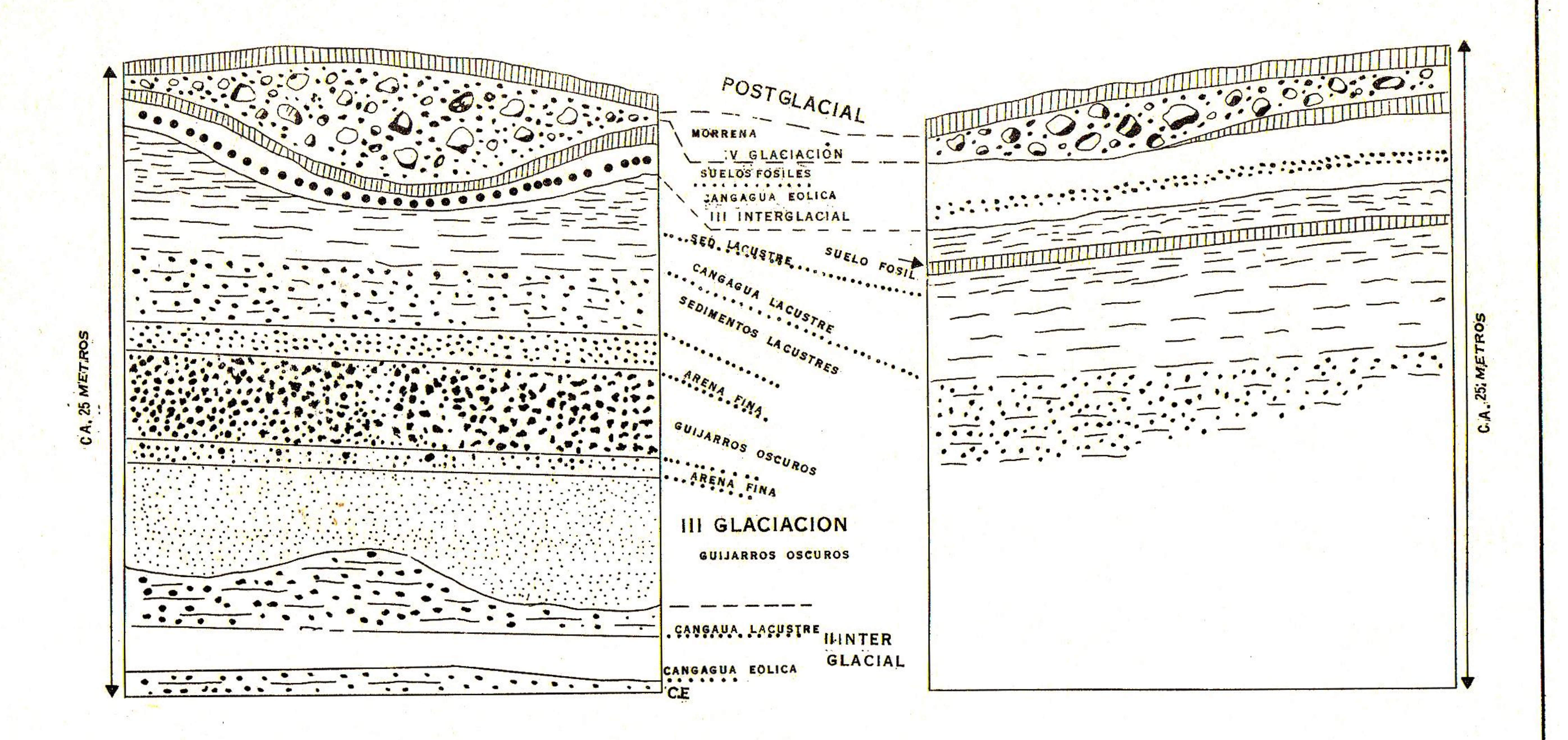
3.600 M.
FALDAS DEL PICHINCHA
PERFIL No.8
RUMIPAMBA
2.550 M.
LA CAROLINA
2.775 M.
GANGUILLAGUA
2.991 M.
2.400 M.
LEYENDA
IVa GLACIACION
CANGAGUA FLUVIO-LACUSTRE
MORRENA GLACIAL
IIIO INTERGLACIAL
CANGAGUA COLICA
IIIa GLACIACION
CANGAGUA LACUSTRE CON MORRENAGLACIAL
LAVA ANDESITICA
FALLAS
3075 M.LACANTERA
CIUDAD DE QUITO
2014 M.
ICHIMBIA
2.900 M.
RIO MACHANGARA
2.740 M.
LAS MONJAS
3025 M.
PERFIL No. 9
ILUMBISI
2.440 M.
2.400 M.
CERCA 200 M.
FOMDO DE LA QUEBRADA
CANGAGUA COM BOLAS
Y PIEDRA POMEZ
CANGAGUA LACUSTRE
IIIO INTERGLACIAL
CANGAGUA LACUSTRE
MORRENA BASAL
IV A GLACIACION
PERFIL No. 10
QUEBRADA DE NAYON
W. SAUER


PERFIL NO. II
CORTE AL LADO SUR DE LA PLANTA ELECTRICA MUNICIPAL
GUANGOPOLO
ESTE
OESTE
POSTGRACIAL
CANGAGUA DERRUMBADA
ARENA ARCILLOSA
FLUVIA GLACIAL
MORRENA GLACIAL
CANGAGUA COLICA
III INTERGLACIAL
RIO SAN PEDRO
25 METROS
IV GLACIACION
CANTOS RODADOS I GUIJARROS FLUVIALES
CANGAGUA FLUVIO-LACUSTRE
III GLACIACION
GUIJARROS
CANTOS
RODADOS
FLUVIO
GLACIALES
MORRENA
GLACIAL
CANGAGUA LACUSTRE
II. INTERGLACIAL
MASAS DESTRITICAS
GUIJARROS O CANTOS
RODADOS FLUVIALES
III INTERGLACIAL
IV GLACIACION
W. SAUER

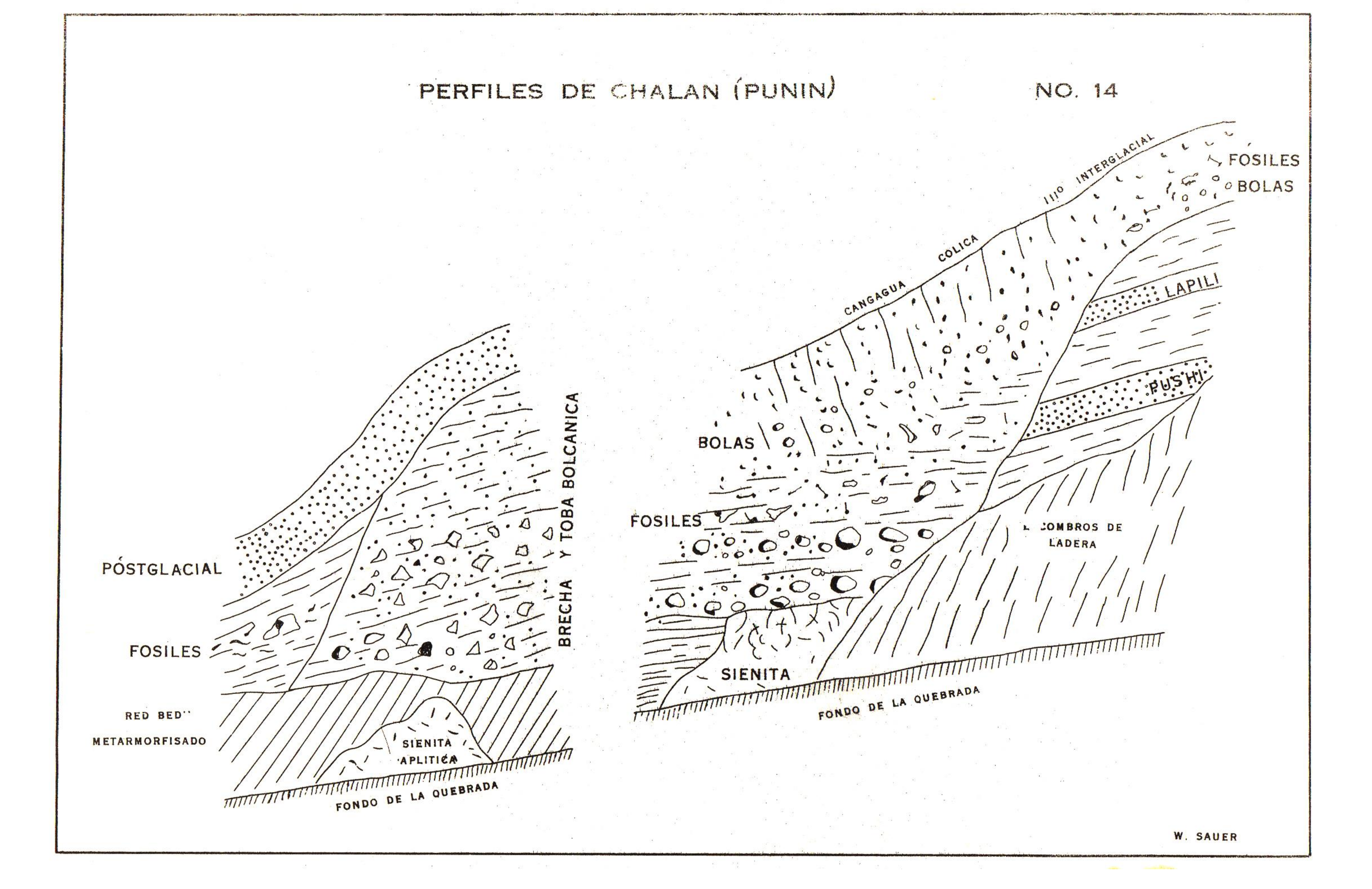
QUEBRADA GUARANGAPUGRU

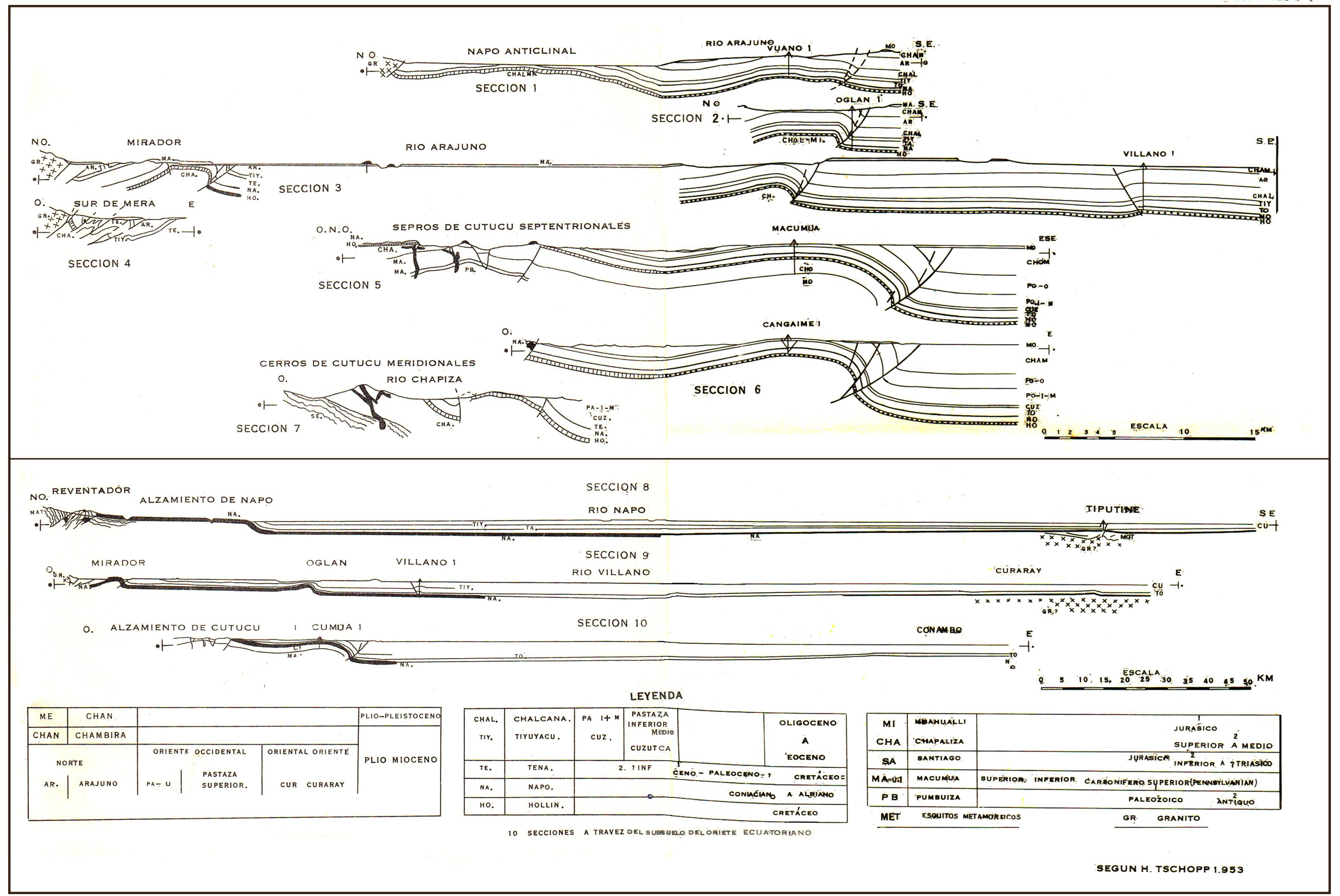
PERFIL No. 12

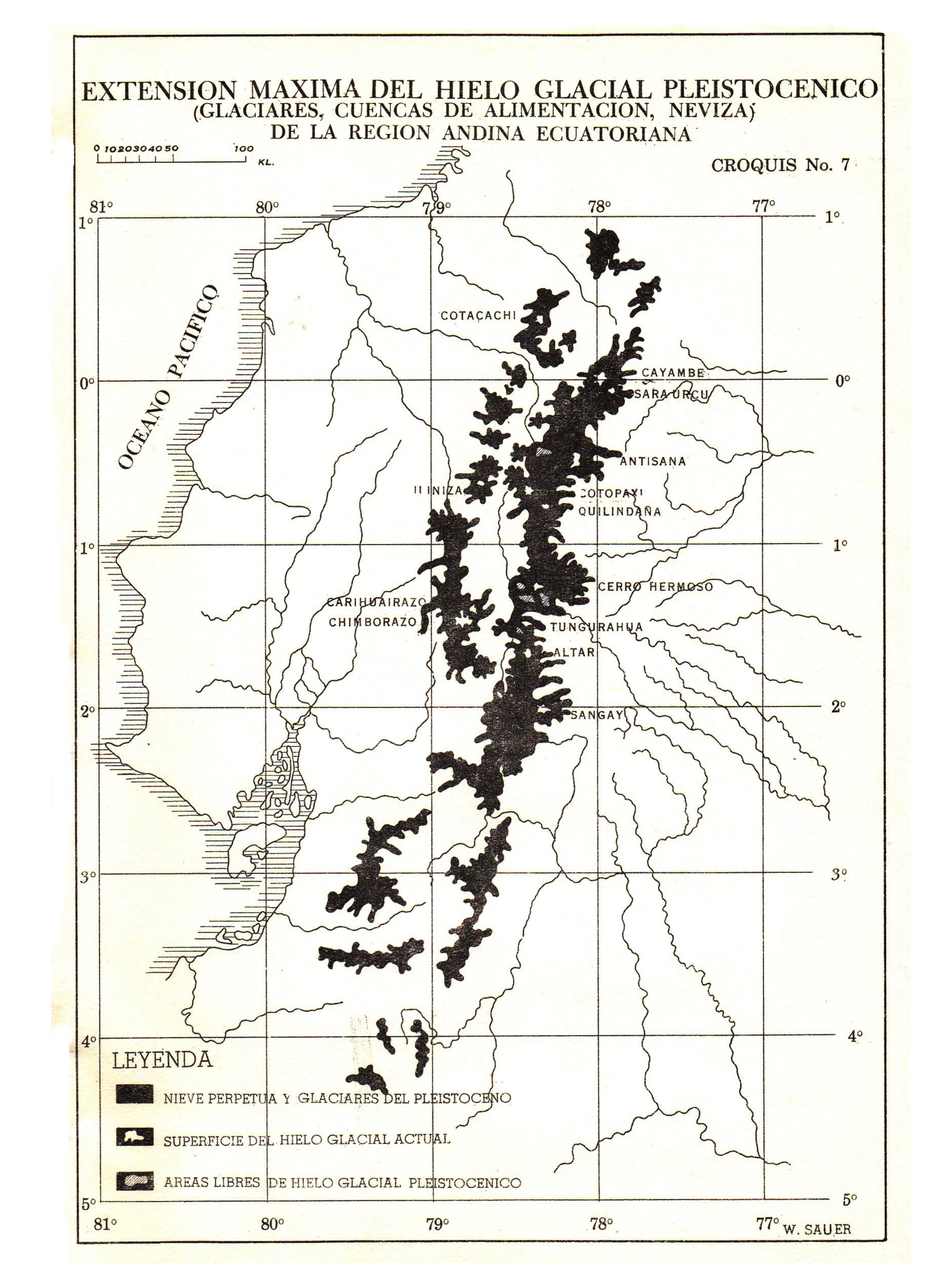
PERFIL No. 13



W. SAUER


PERFILES DE CHALAN (PUNIN)
NO. 14
IIIo INTERGLACIAL
FOSILES
BOLAS
CANGAGUA
COLICA
LAPILI
PUSHI
BOLAS
FOSILES
COMBROS DE
LADERA
SIENITA
FONDO DE LA QUEBRADA
BRECHA Y TOBA BOLCANICA
PÓSTGLACIAL
FOSILES
RED BED''
METARMORFISADO
SIENITA
APLITICA
FONDO DE LA QUEBRADA
W. SAUER

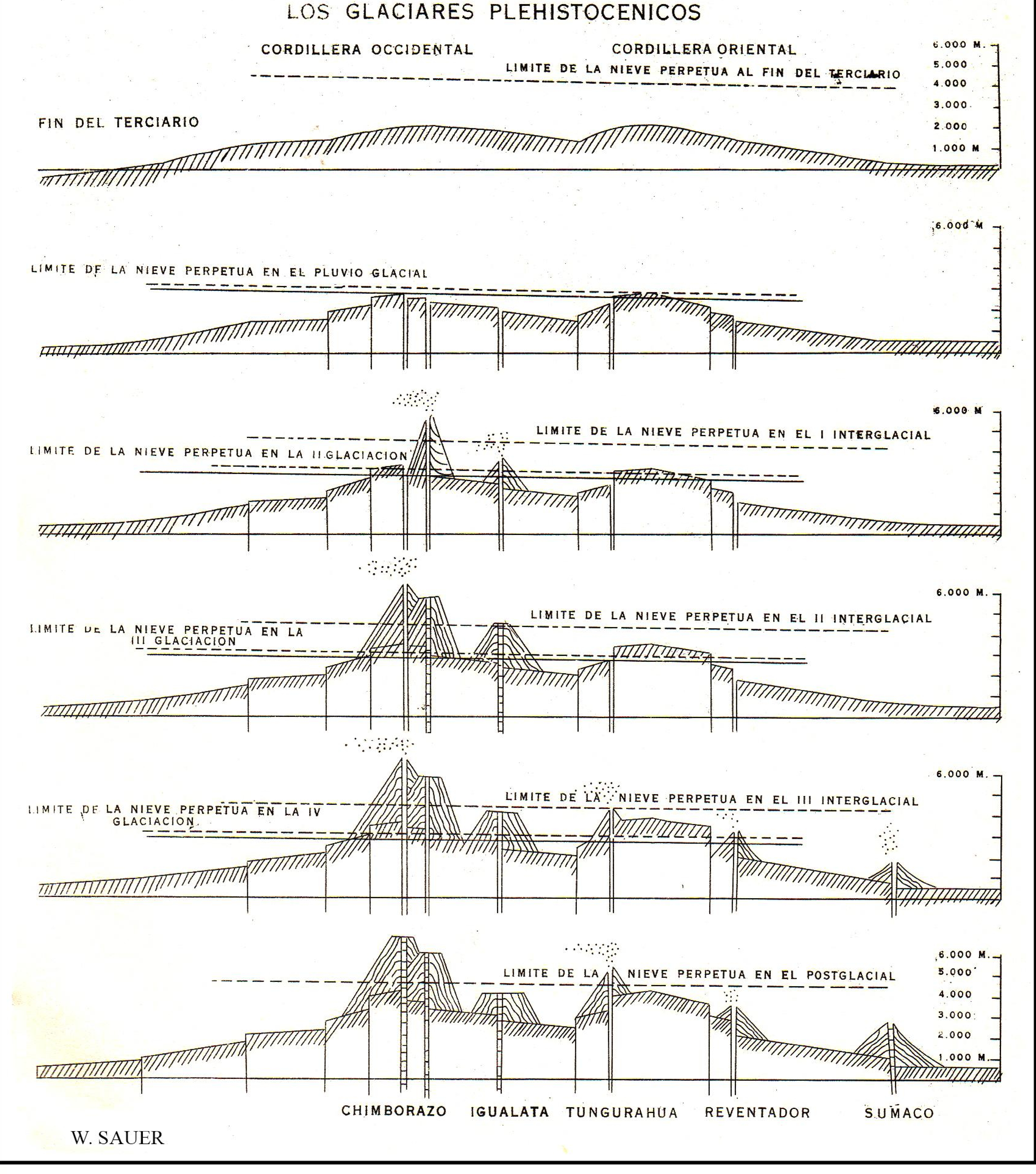

NAPO ANTICLINAL
RIO ARAJUNO
VUANO 1
S.E.
SECCION 1
SECCION 2
OGLAN 1
MIRADOR
RIO ARAJUNO
VILLANO 1
SECCION 3
SUR DE MERA
SECCION 4
SEPROS DE CUTUCU SEPTENTRIONALES
MACUMUA
SECCION 5
CANGAIME 1
CERROS DE CUTUCU MERIDIONALES
RIO CHAPIZA
SECCION 6
SECCION 7
ESCALA
0 1 2 3 4 5 10 15 KM
SECCION 8
REVENTADOR
ALZAMIENTO DE NAPO
RIO NAPO
TIPUTINE
SECCION 9
MIRADOR
OGLAN
VILLANO 1
RIO VILLANO
CURARAY
SECCION 10
ALZAMIENTO DE CUTUCU
CUMUA 1
CONAMBO
ESCALA
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 KM
LEYENDA
ME CHAN PLIO-PLEISTOCENO
CHAN CHAMBIRA
NORTE
ORIENTE OCCIDENTAL
ORIENTAL ORIENTE
PLIO MIOCENO
AR. ARAJUNO
PA-U PASTAZA SUPERIOR.
CUR CURARAY
CHAL. CHALCANA.
TIY. TIYUYACU.
PA I+M CUZ.
PASTAZA INFERIOR MEDIO CUZUTCA
OLIGOCENO A EOCENO
TE. TENA.
2. ? INF
CENO - PALEOCENO - ? CRETACEO
NA. NAPO.
CONIACIANO A ALBIANO
HO. HOLLIN.
CRETACEO
MI MISAHUALLI JURASICO SUPERIOR A MEDIO
CHA CHAPALIZA
SA SANTIAGO JURASICO INFERIOR A ? TRIASICO
MA-U-I MACUMUA SUPERIOR, INFERIOR. CARBONIFERO SUPERIOR (PENNSYLVANIAN)
PB PUMBUIZA PALEOZOICO ANTIGUO
MET ESQUITOS METAMORFICOS
GR GRANITO
10 SECCIONES A TRAVEZ DEL SUBSUELO DEL ORIETE ECUATORIANO
SEGUN H. TSCHOPP 1.953


EXTENSION MAXIMA DEL HIELO GLACIAL PLEISTOCENICO
(GLACIARES, CUENCAS DE ALIMENTACION, NEVIZA)
DE LA REGION ANDINA ECUATORIANA
0 10 20 30 40 50 100 KL.
CROQUIS No. 7
81° 80° 79° 78° 77°
1° 0° 1° 2° 3° 4° 5°
OCEANO PACIFICO
COTACACHI
CAYAMBE
SARA URCU
ANTISANA
ILINIZA
COTOPAXI
QUILINDAÑA
CERRO HERMOSO
CARIHUAIRAZO
CHIMBORAZO
TUNGURAHUA
ALTAR
SANGAY
LEYENDA
NIEVE PERPETUA Y GLACIARES DEL PLEISTOCENO
SUPERFICIE DEL HIELO GLACIAL ACTUAL
AREAS LIBRES DE HIELO GLACIAL PLEISTOCENICO
W. SAUER

CROQUIS No. 7

PERFIL ESQUEMATICO

MOSTRANDO LA INFLUENCIA DE LOS MOVIMIENTOS EPIROGENICOS RUPTURALES EN EL DESARROLLO DEL VULCANISMO Y DE LAS ZONAS DE ALIMENTACION DE LOS GLACIARES PLEHISTOCENICOS





PRECIOS:

En el Ecuador: 100,00 Sucres

En el Exterior: 10,00 Dólares